

Lateglacial Environmental Conditions on the Swiss Plateau

—

A Multi-proxy Approach Using Tree Rings and Sediment-based Proxies

Dissertation

zur

Erlangung der naturwissenschaftlichen Doktorwürde

(Dr. sc. nat.)

vorgelegt der

Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Universität Zürich

von

Matthias Schaub

von Killwangen AG und Wittinsburg BL

Promotionskomitee

Prof. Dr. Wilfried Haeberli (Vorsitz)

PD Dr. Klaus Felix Kaiser (Leitung der Dissertation)

Dr. Bernd Kromer

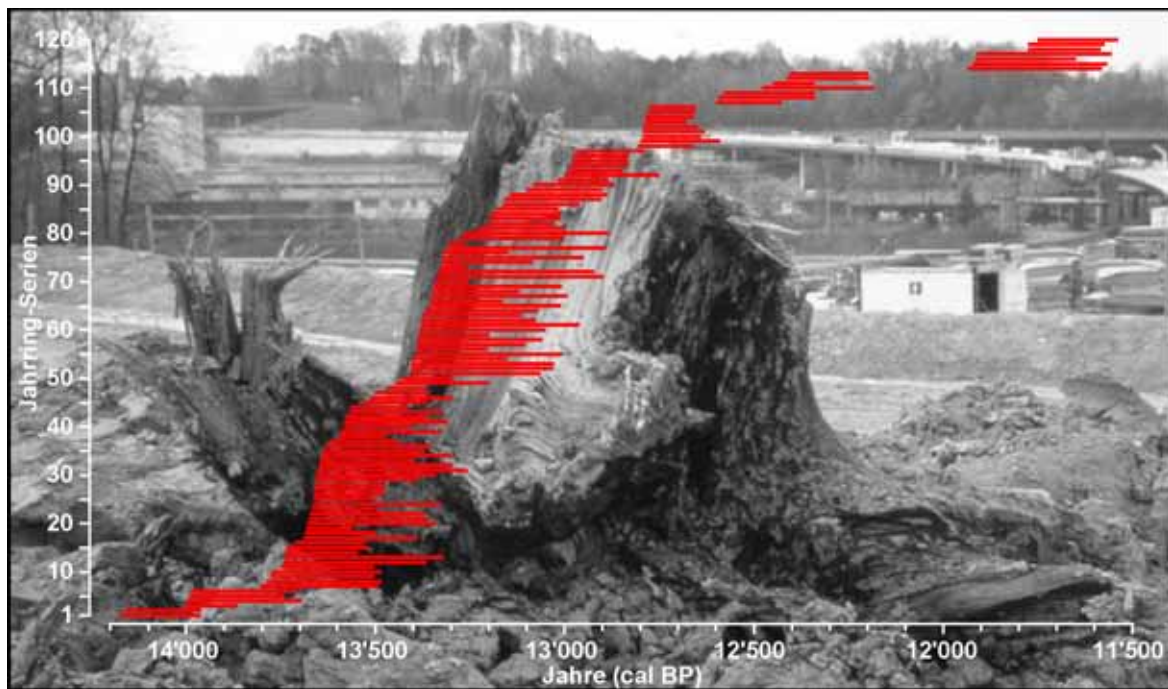
Dr. Roland Wyss

Zürich, 2007

Lateglacial Environmental Conditions on the Swiss Plateau

—

A Multi-proxy Approach Using Tree Rings and Sediment-based Proxies



Matthias Schaub

2007

Titelbild:

Ein fossiler Föhrenstrunk (Gänziloo #54) direkt nach seiner Freilegung aus dem Sediment des Üetli-bergs (im Hintergrund). Die roten Balken symbolisieren die zeitliche Verteilung der spätglazialen Jahrringserien aus der Region Zürich, geordnet nach ihrem Keimungsjahr (nach: Schaub et al., 2007b).

MEINEN ELTERN
GERTRAUD & ANTON

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde an der Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL in Birmensdorf (ZH) und am Geographischen Institut der Universität Zürich erarbeitet und von PD Dr. Klaus Felix Kaiser (Geographisches Institut der Universität Zürich und Eidg. Forschungsanstalt WSL) geleitet. Als Vorsitzender des Promotionskomitees und zuständiger Fakultätsvertreter amtierte Prof. Dr. Wilfried Haerberli (Geographisches Institut der Universität Zürich). Ausserdem stellten sich Dr. Roland Wyss (Geologiebüro Jäckli, Zürich resp. Geologische Beratungen Dr. R. Wyss GmbH, Frauenfeld) und Dr. Bernd Kromer (Radiokarbonlabor, Heidelberg D) für die Beteiligung im Promotionskomitee zur Verfügung.

Das vorliegende Dissertationsprojekt wurde vom kantonalen Tiefbauamt Zürich (Abteilung Nationalstrassenbau) finanziert und durch die Dr. Heinrich Jäckli AG (Geologie, Geotechnik, Grundwasser) koordiniert.

With our short memory, we accept the present climate as normal.

Loren Eiseley, The unexpected Universe

ZUSAMMENFASSUNG

Vorbereitende Aushubarbeiten für den Üetliberg-Autobahntunnel förderten ein einzigartiges Relikt der Klimageschichte ans Tageslicht. 150 fossile Föhrenstrünke im Alter von 14'300 bis 11'200 Jahren cal BP dokumentieren die erste Phase der nacheiszeitlichen Wiederbewaldung im Raum Zürich. Die Bäume speichern Informationen über Umweltbedingungen, sowie individuelles Wuchsverhalten in den Jahrringen und ermöglichen eine annuelle Rekonstruktion der Wachstumsverläufe.

Selbst für spätglaziale Phasen markanter klimatischer Rückschläge konnte eine kontinuierliche Bewaldung an den Hängen des Üetlibergs festgestellt werden. Dies führte zu weltweit einzigartigen Funden. Bislang zeigt kein weiteres terrestrisches Archiv (ausser Gänziloo Baum G 05) den Beginn der Jüngeren Dryas (um 12'850 a cal BP) in jährlicher Auflösung. Es gelang, verschiedenste Jahrringchronologien zu bilden und diese mit Bestehenden zu verlinken. Die bisher längste spätglaziale Chronologie (ZH LG_1, 1420 Jahre) konnte gebildet werden. Ausserdem gelang es, die Belegung der allerödzeitlichen Schweizer Chronologien um den Faktor 5 zu erhöhen. In weiterführenden Untersuchungen wurden verschiedene Gesichtspunkte der Jahrringkunde analysiert. Holzproben wurden zur Verbesserung der ^{14}C Kalibrationskurve verwendet und es gelang, den absolut datierten Jahrringbereich um 183 Jahre bis 12'593 Jahre cal BP zu verlängern.

In Kombination mit bewährten Methoden zur Rekonstruktion der Umweltbedingungen (Mikromorphologie der Sedimente, Pollen, Mollusken und Isotope) wurde ein übergreifendes und aussagekräftiges Bild der Region Zürich zur Zeit des Spätglazials erstellt. Es lassen sich klimatische Ereignisse wie die Ältere Dryas, der Übergang von Bölling zu Alleröd oder die Gerzenseeschwankung in verschiedenen Klimaproxis nachweisen. Die niederfrequenten Signale der Jahrringreihe ZH LG_1 (vormals AL_1) zeigen zeitweise gute Übereinstimmungen mit anderen globalen Klimaarchiven (Meereswarven und Eisablagerungen). Ausserdem lassen sich zu Beginn der Jüngeren Dryas aus den ^{14}C -Verläufen der Jahrringproben und des marinen Archivs der Cariaco Meereswarven Theorien über die atmosphärische ^{14}C -Produktion und die ozeanische Zirkulation entwickeln. Dies ist besonders interessant, da allgemein Störungen der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik als Ursache der Jüngeren Dryas angesehen werden. Des Weiteren ist der Übergang vom Alleröd in die Jüngere Dryas nicht durch markante Wachstumsreaktionen der Bäume, sondern durch eine ausgeprägte Zunahme der Sedimentationsraten erkennbar. Speziell während der ersten Jahrhunderte der Jüngeren Dryas verkürzt die erhöhte morphodynamische Aktivität die mittlere Lebensdauer der Bäume erheblich. Die durchschnittlichen Wachstumsraten jedoch verändern sich kaum. Diese Feststellung lässt vermuten, dass sich die Temperatur beim Wechsel von Alleröd zu Jüngerer Dryas vornehmlich ausserhalb der Vegetationsperiode veränderte.

Bezüglich des Spätglazials weist eine generelle Synthese der verschiedenen Resultate auf hohe Sedimentationsraten, zeitlich limitierten Bodenfrost und gemässigte Sommertemperaturen hin. Es kann von einer offenen Waldgesellschaft ohne fortgeschrittene Bodenbildung und mit der Temperatur als limitierendem Wachstumsfaktor ausgegangen werden.

INHALT

VORWORT	I
ZUSAMMENFASSUNG	III
INHALT	V
VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN	IX
VERZEICHNIS DER ABKÜRZUNGEN	XI
VERZEICHNIS DER JAHRING - CHRONOLOGIEN	XIII

1	EINLEITUNG	1
1.1	Motivation	1
1.2	Forschungsziele	3
1.3	Zeitskalen	3
1.4	Jahrringforschung im Spätglazial	4
1.5	Struktur dieser Arbeit	4
2	SPÄTGLAZIAL	5
2.1	Bölling	7
2.2	Alleröd	7
2.3	Jüngere Dryas	8
	2.3.1 <i>Klimatische Veränderungen</i>	8
	2.3.2 <i>Ursachen und globale Folgen</i>	9

3	UNTERSUCHUNGSGEBIET	12
3.1	Geologie und Geschichte	12
3.2	Westumfahrung Zürich	13
4	MATERIAL	14
4.1	Fossile Waldföhren	14
4.2	Sedimente	16
5	ANALYSEVERFAHREN	17
5.1	Dendrowissenschaften und Radiokarbonanalyse	17
5.1.1	<i>Messverfahren</i>	17
5.1.2	<i>Standardisierung</i>	18
5.1.3	<i>Radiokarbonanalyse</i>	18
5.2	Sedimente	19
5.2.1	<i>Mikromorphologie</i>	19
5.2.2	<i>Pollen</i>	20
5.2.3	<i>Mollusken</i>	20
5.2.4	<i>Stabile Isotope</i>	21
6	RESULTATE	23
6.1	Dendrowissenschaften und Radiokarbonanalyse	23
6.1.1	<i>Chronologie ZH LG_1</i>	25
6.1.2	<i>Absolut datierte Jahrringchronologie</i>	27
6.2	Sedimente	29
6.2.1	<i>Mikromorphologie</i>	29
6.2.2	<i>Pollen</i>	31
6.2.3	<i>Mollusken</i>	34
6.2.4	<i>Stabile Isotope</i>	36

7	PUBLIKATIONEN	38
7.1	Paper I	38
7.2	Paper II	58
7.3	Paper III	77
7.4	Paper IV	89
7.5	Paper V	98
8	DISKUSSION	105
8.1	Dendrowissenschaften und Radiokarbonanalyse	105
8.2	Sedimente	106
	8.2.1 Mikromorphologie	106
	8.2.2 Pollen, Mollusken, Isotope	107
9	AUSBLICK	110
10	LITERATUR	112
	PERSÖNLICHE PUBLIKATIONSLISTE	121
	DANK	123
	CURRICULUM VITAE	125
	Anhang A – Holzproben und Radiokarbonanalysen	127
	Anhang B – Makro- und mikromorphologische Sedimentanalyse	137
	Anhang C – Pollen und Mollusken	161

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN

Abbildung 1-1:	Der charakteristische Wachstumstrend	2
Abbildung 1-2:	^{14}C Kalibrationskurve.....	3
Abbildung 1-3:	Übersicht der spätglazialen Jahrringserien.....	4
Abbildung 2-1:	Spätglaziale Vegetationstypen kombiniert mit dem Verhältnis der Sauerstoffisotope ($\delta^{18}\text{O}$)	6
Abbildung 2-2:	PPC im Vergleich mit den $\delta^{18}\text{O}$ Werten der grönländischen Eisbohrkerne GRIP und GISP2.....	8
Abbildung 2-3:	Ausbreitung des Laurentidischen Eisschildes	9
Abbildung 3-1:	Übersicht des Untersuchungsgebietes	12
Abbildung 4-1:	Sedimentationsprozesse am Üetliberg	14
Abbildung 4-2:	Fossile Föhre G 54	15
Abbildung 4-3:	Darstellung der Sedimentabfolge in Gänziloo	16
Abbildung 5-1:	Verletzungen und unregelmässiges Wachstum der fossilen Föhren	17
Abbildung 5-2:	Aufgesägter Sedimentblock	19
Abbildung 5-3:	Tabelle: Ökologische Klassifikation der Mollusken	20
Abbildung 6-1:	Übersicht der neuen spätglazialen Jahrringchronologien.....	23
Abbildung 6-2:	^{14}C Diagramm der Chronologie YD_A.....	24
Abbildung 6-3:	^{14}C Diagramm verschiedener floatender Jahrringserien während der Jüngerer Dryas	25
Abbildung 6-4:	Die ^{14}C -Alter der Chronologie ZH LG_1	26
Abbildung 6-5:	Übersicht der Jahrringkurven zu Beginn der absolut datierten Jahrringchronologie.....	28
Abbildung 6-6:	^{14}C Datierungen zu Beginn der absolut datierten Jahrringchronologie.....	28
Abbildung 6-7:	Pollendiagramm der Fundstelle Gänziloo	32
Abbildung 6-8:	Pollendiagramm der Fundstelle Landikon	33
Abbildung 6-9:	Unterschiedliche Gehäuseformen spätglazialer Mollusken	34
Abbildung 6-10:	Molluskenspektrum der Fundstelle Gänziloo	35
Abbildung 6-11:	Stabile Isotope in den Mollusken ($\delta^{18}\text{O}$ & $\delta^{13}\text{C}$).....	36
Abbildung 6-12:	Gattungsinterner Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werte in Mollusken.....	37
Abbildung 8-1:	Zusammenstellung aller auf dem Sediment basierenden Proxis	109

VERZEICHNIS DER ABKÜRZUNGEN

Abkürzung	Beschreibung
a	Jahr
AGR	Average growth rate (durchschnittl. Wachstumsrate)
BC	Before Christ; vor Christus
BP	Before present; vor heute (1950)
cal BP	Kalibrierte Jahre vor heute (1950)
CaCO ₃	Kalziumkarbonat (Kalk)
δ (oder Δ)	Symbol für die Differenz
D (oder ² H)	Deuterium (Isotop des Wasserstoffs)
ENSO	El Niño & Southern Oscillation
GISP2	Greenland Ice Sheet Project 2 (1989-1993)
GRIP	Greenland Ice Core Project (1989-1992)
GS	Gerzensee - Schwankung
IACP	Inner Allerød Cold Period
JR	Jahrring
ka	1000 Jahre
LSE	Laachersee-Eruption
LST	Laachersee-Tephra
ma	Mio Jahre
MCA	Mean cambial age (mittleres Kamialalter)
MSL	Mean segment length (mittlere Segmentlänge)
n	Belegung
NorthGRIP	North Greenland Ice Core Project (1996-2004)
OSM	Obere Süßwasser Molasse
PPC	Preboreal Pine Chronology
RC	Regional Curve
RCS	Regional Curve Standardization
TSAP	Jahrringmessung-Programm (Time Series Analyses Presentation)
¹³ C	stabiles Isotop des Kohlenstoffs (6 Protonen & 7 Neutronen)
¹⁴ C	Radioaktives Isotop des Kohlenstoffs (Halbwertszeit: 5730 Jahre, 6 Protonen & 8 Neutronen im Kern)
¹⁸ O (resp. ¹⁶ O)	Stabile Sauerstoffisotope (8 Protonen & 10 (resp. 8) Neutronen im Kern)

VERZEICHNIS DER JAHRING - CHRONOLOGIEN

Neue Üetliberg – Chronologien (Gänziloo & Landikon)

Abkürzung	Beschreibung	Datierung (~ in a cal BP)
Allerød 1	Vorläufer von ZH LG_1	13'800 – 12'750
YD_A	Jüngere Dryas A Chronologie	12'800 – 12'600
YD_B	Jüngere Dryas B Chronologie	12'593 – 12'182
YD_C	Jüngere Dryas C Chronologie	11'930 – 11'538
ZH LG_1	Spätglaziale Chronologie Zürich 1	14'170 – 12'750

Weitere Spätglaziale Chronologien

Abkürzung	Fundstelle	Datierung (~ in a cal BP)
DAEALCH 1	Dättnau (bei Winterthur)	14'000 – 13'300
DAEALCH 2	Dättnau	13'400 – 13'050
DAEALCH 3	Dättnau	13'300 – 12'950
DAEBOECH	Dättnau	14'250 – 13'850
PPC (extended, inkl. Cottbus)	Div. in Deutschland	12'325 – 9891
ZHW1 (resp. KW1)	Zürich Wiedikon	12'410 – 12'196

Die Dättnauer und Zürich-Wiediker Chronologien stammen von Kaiser (1993) und die PPC (Preboreal Pine Chronology) ist in Friedrich *et al.*, (2004) ersichtlich.

1 EINLEITUNG

1.1 Motivation

Unsere Gesellschaft befindet sich in stetigem Wandel. Der Fortschritt in verschiedensten Gebieten wie Technik, Medizin, Wissenschaft oder IT Technologie wird vorangetrieben und verändert das Leben der Menschheit. Neben vielen Verbesserungen, bringen diese Entwicklungen auch verschiedene negative Folgen mit sich. Die klimatischen Veränderungen beispielsweise sind in den letzten Jahrzehnten für viele Menschen direkt spürbar. Die Gletscher schmelzen (siehe: Zemp, 2006) und es gibt deutliche Hinweise, dass die beobachtete Zunahme von Naturkatastrophen (Hitzeperioden, Unwetter, Stürme etc.) auf die Änderungen der Strahlungsbilanz der Erde zurückzuführen ist. Natürliche kurz- (ENSO, Sonnenaktivität), mittel- (Dansgaard-Oeschger Zyklen) und langfristige (Milankovitch-Zyklen) zyklische Variationen steuern das Klima der Erde seit je her. Anthropogene Einflüsse überlagern die besagten natürlichen Zyklen und führen zu markanten Veränderungen.

Um eine objektive Einschätzung der aktuellen und zukünftigen klimatischen Entwicklung zu erhalten, ist es von grosser Wichtigkeit, die natürlichen Variationen des Klimas und die anthropogenen Einflüsse auseinander halten zu können. Von Interesse ist neben den klimatischen Veränderungen an sich auch die Frage nach deren Antriebsfaktoren.

Die Vergangenheit ist in der Klimaforschung der Schlüssel zum Verständnis zukünftiger Entwicklung. Gegenwärtiges und zukünftiges Klima lassen sich nur unter der Berücksichtigung der klimatischen Vergangenheit verstehen. Bei der Rekonstruktion vergangener klimatischer Begebenheiten ergeben sich jedoch Probleme. Insbesondere das kurze „Gedächtnis“ der Atmosphäre und die nur einige hundert Jahre zurückreichenden Aufzeichnungen des Witterungsgeschehens erfordern die Untersuchung natürlicher Klimaarchive. Dazu zählen: Ablagerungen in Ozeanen und Seen (inklusive der darin enthaltenen Pollen, Isotopen, Überreste von Insekten etc.; siehe: Magny et al., 2006), Seespiegelschwankungen (Magny, 2001), Bäume (Jahrringbreiten (Schaub et al., 2007a), Dichten (Frank und Esper, 2005) und Isotopen (Treydte et al., 2006)), Korallen (Felis et al., 2004), Tropfsteine (Wurth et al., 2004) und auch Eisschichten (NorthGRIP Members, 2004; EPICA Community Members, 2006). Indirekte Klimazeugen bieten oftmals die Möglichkeit, unterschiedlichste Parameter zu untersuchen. Aus den Jahrringen beispielsweise, lassen sich der Temperatur- und Niederschlagsverlauf einer Zeitperiode aufzeigen, welche sich weit über die Phase instrumenteller Aufzeichnungen hinaus erstreckt. So wurden beispielsweise Temperatur und Niederschlag während des letzten Millenniums rekonstruiert (siehe: Esper et al., 2002; Treydte et al., 2006).

Für unsere Zukunft weisen verschiedene Klimamodelle und Vorhersagen auf einen ausgeprägten Temperaturanstieg hin. Dieser soll bis zum Ende des 21. Jahrhunderts global zwischen 1.4 und 5.8°C betragen und kann kontinuierlich oder abrupt erfolgen (IPCC, 2001; Stainforth et al., 2005). Änderungen der Temperatur in dieser Grössenordnung wurden im Laufe der Erdgeschichte letztmals während des Spätglazials festgestellt. Für die damalige Zeit konnten Temperaturschwankungen von 3 bis 6°C

innerhalb weniger Jahrzehnte rekonstruiert werden (Wohlfarth et al., 1994; Croope et al., 1998; Magny et al., 2006). Dementsprechend ist ein exaktes Wissen über das Spätglazial und die damals herrschenden Prozesse und Veränderungen auch für die Interpretation unserer klimatischen Zukunft von grosser Bedeutung.

Eine der bekanntesten Methoden zur Klimarekonstruktion stellt die Dendroklimatologie dar. Hierbei wird das Wachstum der Bäume analysiert, welches hauptsächlich von den Sommertemperaturen und der Bodenfeuchte bestimmt wird. Je besser sich das Klima während der Vegetationsperiode darstellt, umso breiter wird einerseits der entsprechende Jahrring und umso höher die Dichte dessen Spätholzes¹. Aufgrund des gemessenen Jahrringbreitenmuster, lassen sich Kurven verschiedener Bäume, oftmals auch überregional, zu langen Zeitreihen vereinen. Durch Kombination von lebenden Bäumen, Hölzern aus historischen Gebäuden und Baumfunden aus Seen, Gletschereis, Sedimentfällen oder Mooren lassen sich die Jahrringreihen weit in die Vergangenheit verlängern.

Im Vergleich verschiedener Klimaarchive besitzen die Jahrringe den Vorteil einer annuellen Auflösung. Dies ist besonders bei der jahrgenauen Datierung von Extremereignissen entscheidend. Das Baumwachstum ist jedoch nicht nur von klimatischen Einflüssen gesteuert, sondern generell von spezifischen Erbanlagen sowie exogenen und endogenen Faktoren bestimmt. Als hauptsächliche Einflussparameter gelten: Temperatur, Wasser- und Nährstoffversorgung, Licht, Wind, mechanische Schädigung und Alterungsprozesse (Schweingruber, 1996). Speziell die altersabhängigen Wachstumsverläufe (Alterstrends) haben einen grossen Einfluss auf die rohen Jahrringbreiten. Das Baumwachstum nimmt üblicherweise während der kurzen Jugendphase stark zu und erreicht die höchsten

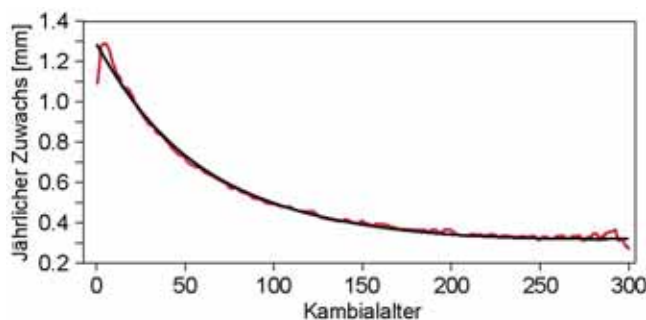


Abbildung 1-1: Der charakteristische Wachstumstrend (=Alterstrend) beschreibt die jährlichen alterungsbedingten Zuwachsänderungen der Jahrringbreiten. Darstellung nach: Helama et al. (2005).

Zuwachsraten nach wenigen Jahren bis Dekaden. Nach einer kurzen Optimalphase fallen die Wachstumsraten von Jahr zu Jahr und beschreiben dabei einen negativ-exponentiellen Kurvenverlauf. Derartige Einflussfaktoren, welche sich nicht auf klimatische Gegebenheiten begründen lassen, können durch Standardisierungsverfahren (Detrending) aus dem rohen Datensatz eliminiert werden. Je nach Fragestellung werden Ausgleichsfunktionen berechnet, die spezifischen Wellenlängen entweder hervorheben oder unterdrücken. In den letzten Jahren lag der Fokus vornehmlich auf der Analyse niederfrequenter Schwankungen in mehrhundertjährigen Zeitreihen (z. B.: Esper et al., 2002).

Als ausserordentlicher Glücksfall erwiesen sich die Bauarbeiten zum Autobahntunnel Üetliberg (Zürich). Durch die erdbaulichen Vorarbeiten wurde eine grosse Zahl fossiler Waldföhrenstrünke (*Pinus sylvestris* L.) freigelegt. Die Baumfunde stellen ein einzigartiges Umweltarchiv der Region Zürich dar und erlauben eine annuelle Rekonstruktion des wechselhaften Spätglazials. Ausserdem ermöglichen Jahrringreihen den Aufbau einer konsistenten Zeitskala, die auch zur Interpretation anderer Proxidata² Verwendung findet. Dies erhöht die Vergleichbarkeit unterschiedlichster Archive, was die Qualität von Multiproxi - Untersuchungen³ merklich steigern lässt.

¹ Dichte und oft dunkle Holzzellen des Jahrrings. Werden üblicherweise im späteren Verlauf des Jahres gebildet.

² Indirekte Informationen über klimatische Ereignisse (z. B. Pollen, Warven, Korallen oder Jahrringen)

³ Verschiedene Proxis werden gemeinsam untersucht und die Schwächen der Einzelnen dadurch verringert.

1.2 Forschungsziele

Die vorliegende Studie beschreibt die Analyse verschiedener klimarelevanter Proxis aus den spätglazialen Lehmen des Üetlibergs bei Zürich. Unterschiedliche Ansätze sollen zu einem Gesamtbild verschmelzen und so integrative Schlüsse über die klimatischen Bedingungen der Region Zürich während des Spätglazials ermöglichen. In der vorliegenden Arbeit werden im Wesentlichen die folgenden Punkte untersucht:

- Dendrochronologische Analyse der Baumfunde am Üetliberg.
- Bildung von Jahrringchronologien und weiterführende Analysen derselben.
- Kombination neuer Chronologien mit Jahrringreihen früherer Arbeiten.
- Verlängerung der absoluten Jahrringreihe.
- Aufbereitung von Holzproben zur ^{14}C Analyse.
- Aufzeigen und Datieren von Klimaereignissen während des Spätglazials.
- Extrahieren und Auswerten zusätzlicher Klimaproxis (Mikromorphologie, Pollen, Mollusken) aus dem Sediment.
- Synthese aller Erkenntnisse zu einem Überblick der spätglazialen Umweltbedingungen am Üetliberg.

1.3 Zeitskalen

In der vorliegenden Arbeit werden unterschiedliche Zeitskalen verwendet. Üblicherweise findet die Bezeichnungen „a BP“ (years before present - Jahre vor heute) oder allenfalls „ ^{14}C BP“ Verwendung. Sie verweisen auf gemessene, unkalibrierte ^{14}C -Daten und beziehen sich stets auf das Jahr 1950.

Im Verlaufe der Erdschichte war der Gehalt an atmosphärischem ^{14}C Schwankungen unterworfen. Diese werden durch Veränderungen im kosmischen Partikelfluss hervorgerufen und gesteuert durch das Erd- und Sonnenmagnetfeld. Aufgrund des unkonstanten ^{14}C -Verlaufes müssen die gemessenen Alter einer Korrektur unterzogen werden. Eine derartige Umwandlung in tatsächliche Kalenderjahre wird durch die Verwendung

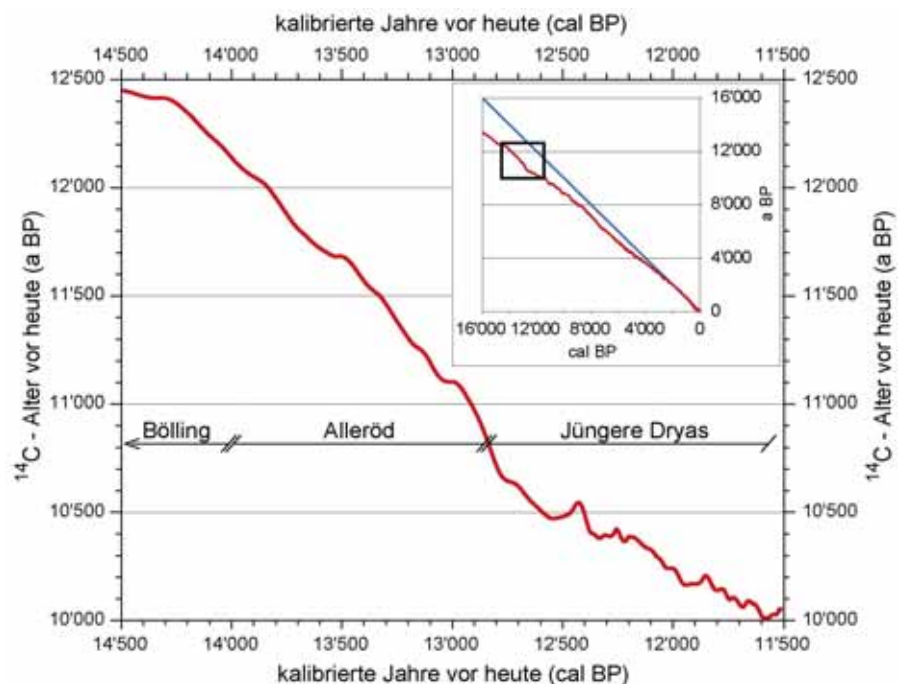


Abbildung 1-2: ^{14}C Kalibrationskurve fokussiert auf den Zeitbereich des Spätglazials. Die roten Linien geben den Verlauf der Kalibrationskurve wieder, die Blaue (Übersichtskarte) symbolisiert den theoretischen Verlauf eines konstanten atmosphärischen ^{14}C Gehaltes. (Daten aus: Reimer et al., 2004)

einer Kalibrationskurve ermöglicht (siehe Abb. 1-2). Gebildet wird die Kalibrationskurve oftmals mittels Dendrochronologie¹. Derart korrigierte Daten werden mit der Bezeichnung „cal BP“ oder „a cal BP“ (=kalibrierte Jahre vor heute, 1950) versehen. Zusätzlich sind in der Fachliteratur oftmals die Bezeichnungen „cal BC“ und „cal AD“ zu finden, was sich auf kalibrierte Daten vor (BC, before Christ) oder nach Christi Geburt (AD, anno Domini) bezieht. In dieser Arbeit findet grösstenteils die Bezeichnung „a cal BP“ und „a BP“ Verwendung.

1.4 Jahrringforschung im Spätglazial

Das Labor der Universität Hohenheim besitzt einen umfangreichen Datensatz innerhalb des Spätglazials und des frühen Holozäns. Erstellt von Prof. Dr. Bernd Becker (†) und erweitert von Dr. Marco Spurk und Michael Friedrich sind verschiedene Jahrringreihen bekannt, die in sich verbunden bis ins Jahr 12'410 cal BP zurückreichen (Friedrich et al., 2004). Den Beginn dieser absolut datierten Jahrringreihe bilden zurzeit zwei Föhren der Fundstelle Krankenheim Wiedikon (Kaiser, 1993; Müller, 2000). Am Ende des Alleröds und während den ersten ca. 400 Jahren der kaltzeitlichen Jüngeren Dryas sind bislang weder Jahrringreihen, noch andere terrestrische Archive in exakter jährlicher Auflösung bekannt. Mittels Holzfunden aus Dättnau bei Winterthur konnte Kaiser (1993) in weiten Teilen des Alleröds und zu Beginn des Böllings verschiedene floatende² Jahrringreihen (DAEBOECH und DAEALCH1 bis 3) bilden. Es gelang jedoch nicht, die Chronologien zu verbinden, und eine durchgehende Reihe zu erstellen.

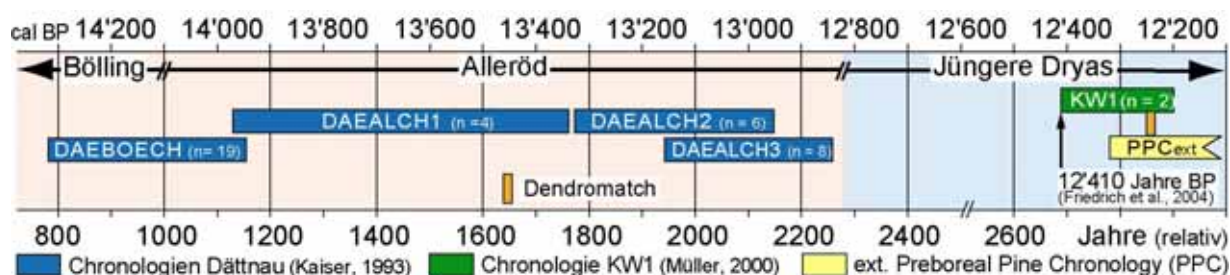


Abbildung 1-3: Übersicht der spätglazialen Schweizer Jahrringserien vor den Funden am Üetliberg. Es existieren mehrere floatende Jahrringchronologien im Alleröd, die absolute Jahrringreihe reicht bis ins Jahr 12'410 cal BP (Friedrich et al., 2004) und zu Beginn der Jüngeren Dryas sind keinerlei Baumfunde bekannt (n = Belegung).

1.5 Struktur dieser Arbeit

Die vorliegende Dissertation basiert auf fünf Publikationen. Sie ist in der Weise strukturiert, dass die Kapitel 1 bis 6 eine Einführung und einen Überblick über die Thematik liefern, Kapitel 7 die verschiedenen Publikationen präsentiert und in Kapitel 8 und 9 kurz die Zusammenhänge diskutiert werden. Auf eine ausführliche Beschreibung und Diskussion aller Untersuchungen und Resultate wird verzichtet, da dies bereits in den Publikationen hinreichend erfolgte. Der Anhang enthält relevante Tabellen, Daten und Bilder.

¹ Dendrochronologie = Jahrringkunde; griechisch: dendron = Baum, chronos = Zeit, logos = Lehre.

² Als floatend (=schwimmend) werden Chronologien bezeichnet, die nicht mit der absoluten Jahrringreihe verknüpft sind (keine jahrgenaue Datierung). Sie lassen sich jedoch über das wiggle-matching Verfahren ihrer ¹⁴C-Daten relativ datieren.

2 SPÄTGLAZIAL

Das Klima unserer Erde war im Laufe ihrer Geschichte wiederkehrenden Wechseln von Warm- und Kaltzeiten unterworfen. Für den Zeitbereich der letzten 740 ka (ka = 1000 Jahre) konnten im antarktischen Eisbohrkern Dome C acht glaziale Zyklen rekonstruiert werden (EPICA Community Members, 2004). Die letzte Eiszeit (Würm) erreichte ihr Maximum um etwa 20'000 bis 18'000 a BP (Haeberli, 1991; Schlüchter, 1991; Krayss und Keller, 1996). Ausgedehnte Vergletscherungen prägten das Landschaftsbild Europas. Der Linth-Rhein Gletscher beispielsweise reichte im Limmattal bis Killwangen (AG) und der Rheingletscher bis nach Schaffhausen-Herblingen.

Die letzte Phase der Würm-Eiszeit wird als Spätglazial (14'650 – 11'570 a cal BP; (Friedrich et al., 1999; Rasmussen et al., 2006)) bezeichnet und ist geprägt durch abrupte klimatische Schwankungen.

Zur Rekonstruktion vergangener klimatischer Zyklen werden oft die Verhältnisse der Sauerstoffisotope ^{18}O und ^{16}O verwendet. Die beiden Isotope besitzen unterschiedliche Massen, welche in den zusätzlichen Neutronen des ^{18}O – Isotopenkerns begründet sind. Dieser Massenunterschied wirkt sich unter anderem auf die Verdunstungseigenschaften der Wassermoleküle aus, in welchen sich Sauerstoff und Wasserstoffatome in Bindung befinden. Wassermoleküle aus leichten ^{16}O Isotopen verdunsten schneller. Dies führt zu einer präferenziellen Fraktionierung und somit zu einem während der Warmphasen höheren relativen Anteil von ^{18}O – Isotopen im Niederschlag. Verschiedene Archive wie Eisschichten (Petit et al., 1999), Seesedimente (Yu und Eicher, 1998) oder Jahrringe (Treydte et al., 2006) speichern diese Information und zeichnen somit auch die Temperaturen der Atmosphäre während der Bildung des eingelagerten Niederschlags auf.

Zu Beginn des Spätglazials etwa 14'650 a cal BP, am Übergang Älteste Dryas – Bölling, zeigen verschiedene Schweizer Seen grosse Veränderungen im Verhältnis von ^{18}O zu ^{16}O . Daraus lassen sich Temperaturzunahmen von 4.3 bis 7.2°C für den Zürichsee und 4.6 bis 6.7°C für den Gerzensee am Südfuss des Belpbergs, innerhalb von nur gerade 50 Jahren rekonstruieren (Lister, 1988; Eicher, 1994). Eine Erhöhung der Temperatur von 4 bis 7°C konnte auch in diversen Juraseen, durch die Verwendung verschiedener Proxidaten wie Chironomiden (Zuckmücken), Coleoptera (Käfer), Pollen und Seespiegelschwankungen, ermittelt werden (Gaillard und Lemdahl, 1994; Coope und Elias, 2000; Magny et al., 2006). Im Grönlandischen Eis ergaben analoge Auswertungen eine Temperaturzunahme von 5°C innerhalb von 20 Jahren (Johnsen et al., 1992; GRIP-Members, 1993).

Die folgende Abbildung verdeutlicht die abrupten spätglazialen Veränderungen der Umweltbedingungen. Exemplarisch sind verschiedene Vegetationstypen dargestellt, wie sie in den entsprechenden Zeitphasen im Schweizer Mittelland zu finden waren. Ausserdem vermitteln die $\delta^{18}\text{O}$ Werte des grönländischen Eisbohrkerns GRIP die Schwankungen der Temperatur.

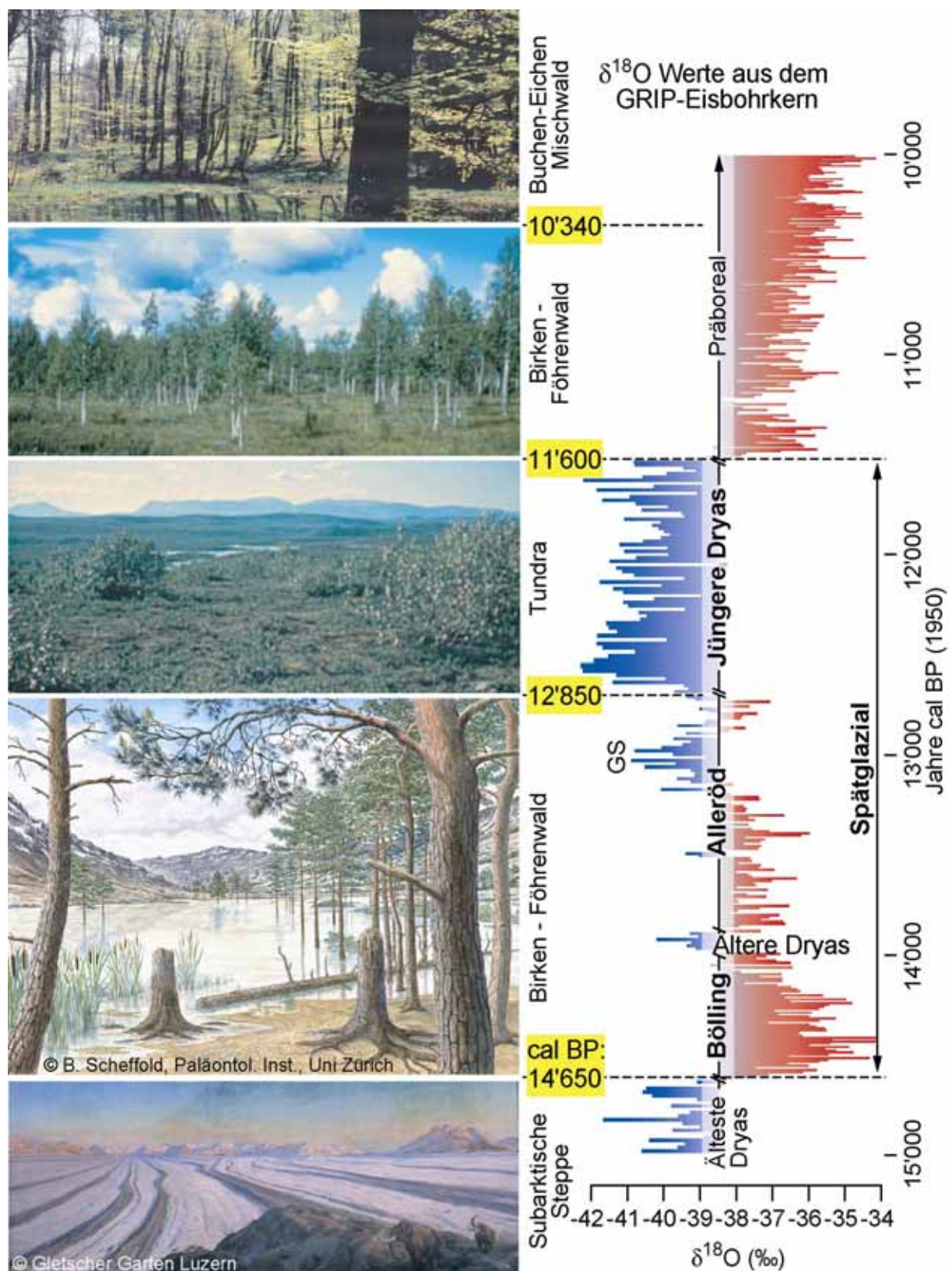


Abbildung 2-1: Exemplarisch werden verschiedene Vegetationstypen des Spätglazials, kombiniert mit dem Verhältnis der Sauerstoffisotope ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) im GRIP Eisbohrkern dargestellt (Daten aus: Johnsen et al., 2001). Die Datierungen der gelben Kästchen beziehen sich auf Rasmussen et al. (2006), bzw. Friedrich et al. (1999) (Abbildung nach: K.F. Kaiser).

2.1 Bölling

Das Bölling stellt den Beginn des Spätglazials und die erste Phase markant erhöhter Temperaturen nach der letzten Eiszeit dar. Im aktuellsten Eisbohrkern „NorthGRIP“ wird dieser Zeitbereich auf 14'642 bis 14'025 a cal BP (vor 1950) datiert (Rasmussen et al., 2006). Messungen der Sauerstoffisotope (^{18}O , ^{16}O) aus den Zürichseesedimenten lassen auf eine um 1.5 bis 2°C reduzierte Jahresmitteltemperatur gegenüber heute schliessen (Lister, 1989).

Die Vegetation im Schweizer Mittelland entwickelt sich von sogenannten „Vorwaldgesellschaften“, die sich hauptsächlich aus Wacholder (*Juniperus sp.*), Sanddorn (*Hippophaë rhamnoides*), Weiden (*Salix sp.*) und Zwergbirken (*Betula nana*) zusammensetzen, hin zu eigentlichen Birken-Parktundren mit vereinzelt Waldföhren (*Pinus sylvestris* L.) (Burga und Perret, 1998). Thermisch anspruchsvollere Vegetationstypen begannen sich im Laufe des Böllings zu etablieren. Dies wird durch Baumfunde im Schweizer Mittelland (Dättelau bei Winterthur) untermauert (Kaiser, 1979, 1993).

Die erhöhten Temperaturen führten auch zu einem raschen Zerfall der Gletschereismassen im Alpenvorland. Isotopenuntersuchungen der Seekreiden und der Ostrakoden des Zürichsees zeigen, dass dieser Prozess um 12'400 a BP abgeschlossen war (Lister, 1988).

2.2 Alleröd

Das Alleröd-Interstadial ist vom Bölling durch die Ältere Dryas, einen kurzzeitigen, markanten Rückschlag des Klimas, getrennt. Die Störung ist in verschiedensten Archiven klar zu erkennen. Jahrringchronologien beispielsweise zeigen einen markanten Rückgang der Jahrringbreiten während 25 bis 30 Jahren (Friedrich et al., 2001). Auch anhand von Pollenuntersuchungen kann diese Störung ausgemacht werden. Sie manifestiert sich durch eine kurzfristige Zunahme der Anteile von Nichtbaumpollen (Burga und Perret, 1998).

Das Alleröd (ca. 14'000 - 12'850 a cal BP) ist die zweite spätglaziale Phase markant erhöhter Temperaturen. Die klimatischen Verhältnisse gleichen sich wiederum denjenigen des Böllings an. Das erneute Einsetzen der Sukzessionsprozesse ist in diversen Pollendiagrammen durch den Wechsel von Birken- zu Föhrendominanz nachgewiesen (vgl.: Magny et al., 2006).

Gegen Ende des Alleröds ist ein markanter Temperaturrückgang erkennbar (siehe Abb. 2-1). Diese Störung wurde in den Isotopen des Gerzensees erstmals festgestellt (Eicher, 1980). In der Folge wurde die Gerzensee-Schwankung (GS) in weiteren Schweizer Seen (Faulenseemoos bei Spiez, Regenmoos bei Boltigen BE) ebenfalls nachgewiesen (Eicher, 1980; Ammann et al., 2000). Dieselbe klimatische Schwankung ist aus den Sedimenten zweier Seen Ontarios (CA) unter dem Namen Killarney Oszillation resp. IACP (Intra-Allerød Cold Period) bekannt (Yu und Eicher, 1998). Als weiteres wichtiges Klimaereignis innerhalb des Alleröds ist die Eruption des Laachersee Vulkans (LSE) zu nennen. Dieser liegt 40 km südlich von Bonn (D) und spie während seines letzten Ausbruchs ca. 6.3 km³ Magma aus (Schmincke et al., 1999). Spuren dieses Ausbruchs finden sich in grossen Teilen Europa und dienen oftmals als Isochrone. Datiert ist die LSE von verschiedensten Autoren mittels unterschiedlicher Archive auf 11'310 bis 11'000 a ^{14}C BP (Kaiser, 1993; Hajdas et al., 1995; Friedrich et al., 1999; Litt et al., 2003). Die zurzeit wohl verlässlichste Datierung stammt von Pappeln, welche direkt durch die Laachersee-Tephra (LST) überdeckt wurden (Baales et al., 1999). Im Heidelberger ^{14}C Labor konnten verschiedene dekadische (10 Jahrringe umfassende) Sequenzen gemessen und ein mittlere

res Alter von $11'063 \pm 12$ a ^{14}C BP bestimmt werden (Friedrich et al., 1999). Unter Berücksichtigung jahreszeitlich geschichteter Seeablagerungen (sogenannter Warven), konnte die Zeitdauer zwischen LSE und dem Beginn der Jüngere Dryas auf ca. 190 bis 200 Jahre bemessen werden (Brauer et al., 1999; Merkt und Müller, 1999; Litt et al., 2003).

2.3 Jüngere Dryas

2.3.1 Klimatische Veränderungen

Der letzte klimatische Rückschlag vor dem Holozän (11'570 bis heute) wird als Jüngere Dryas (=Jüngere Tundrenzeit, 12'850 – 11'570 a cal BP; (Friedrich et al., 1999; Rasmussen et al., 2006)) bezeichnet. In der gesamten nordatlantischen Region veränderte sich das gemässigte Klima binnen einiger Jahrzehnte hin zu annähernd eiszeitlichen Verhältnissen. Temperaturrekonstruktionen mittels Chironomiden und Pollen aus Schweizer Seen zeigen einen Rückgang der Temperatur um 3 bis 4°C (Eicher, 1979; Ammann et al., 2000; Lotter et al., 2000; Magny et al., 2006). Diverse europäische Studien belegen gar Temperaturabnahmen von 3 bis 6°C (Croope et al., 1998; Isarin und Bohncke, 1999), und in den Eisbohrkernen Grönlands (GRIP) lässt sich eine Reduktion der Temperatur um 5°C binnen 20 Jahren feststellen (Johnsen et al., 1992).

Verglichen mit dem Alleröd wurde es während der Jüngeren Dryas jedoch nicht nur kälter, sondern auch trockener. Allgemein wird von einer Zweiteilung der Kaltphase ausgegangen, wobei die zweite Hälfte als trockener angesehen wird (Lotter et al., 1992). In den östlichen Alpen beispielsweise nahmen die Niederschläge um 20 bis 30%, in den nördlichen Alpen gar um 30 bis 35% ab (Kerschner, 1980; Wohlfarth et al., 1994). Auch in weiteren Teilen Europas wurden geringere Niederschlagsmengen gegen Ende der Jüngeren Dryas rekonstruiert (siehe: Walker, 1995).

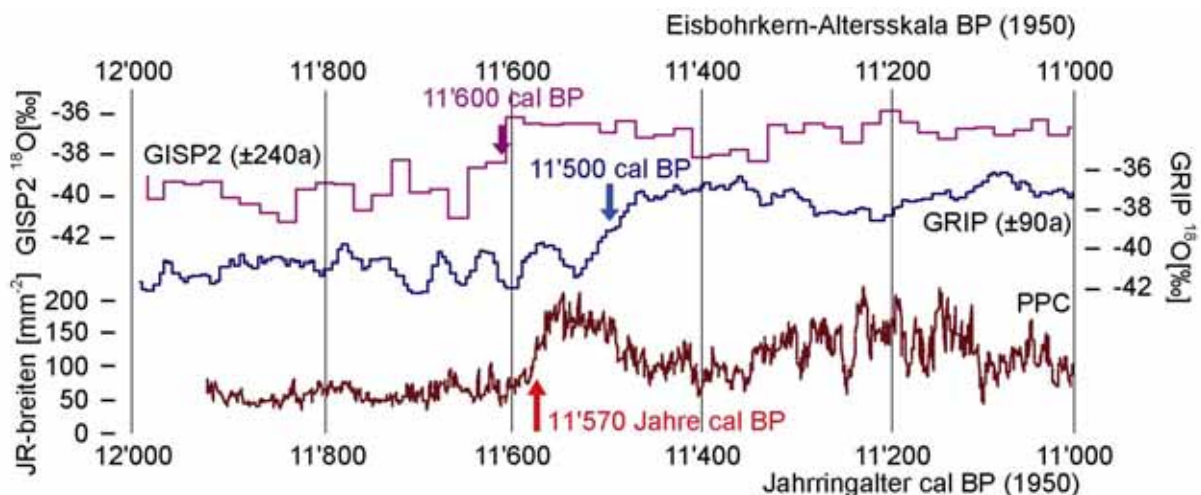


Abbildung 2-2: Vergleich der PPC (Preboreal Pine Chronology) mit den $\delta^{18}\text{O}$ Werten der grönländischen Eisbohrkerne GRIP und GISP2 während des Übergangs Jüngere Dryas - Präboreal (Johnsen et al., 1992; Alley et al., 1993; Friedrich et al., 1999; Friedrich et al., 2001). In den Jahrringen ist die Grenze durch einen plötzlichen Anstieg der Jahrringbreiten erkennbar. Sie ist datiert auf 11'570 a cal BP und in einer Verlängerung der Vegetationsperiode resp. einer Erhöhung der Sommertemperaturen begründet. Der Versatz zwischen den beiden Eisbohrkernen (GISP2 & GRIP) ist auf Unsicherheiten bei der Datierung zurückzuführen.

Die veränderten Umweltbedingungen führten zu einer Auflockerung der allerödzeitlichen Baumbestände. Aufgrund von Pollenuntersuchungen kann von einer erneuten Zunahme der Rasen- und Pioniergesellschaften und von einer um 200 m tieferen Waldgrenze ausgegangen werden (Birks et al., 1994; Burga und Perret, 1998).

Beim Übergang der Jüngeren Dryas zum Präboreal stieg die Temperatur in derselben abrupten Art, wie sie zu deren Beginn sank. Auch diese klimatische Veränderung wird durch verschiedene Proxis (Eisbohrkerne, Jahrringe etc.) belegt (Johnsen et al., 1992; Alley et al., 1993; Friedrich et al., 2001).

2.3.2 Ursachen und globale Folgen

Die erhöhte Temperatur während des Bölling - Alleröd - Interstadials verstärkte in Nordamerika das Schmelzen des Laurentidischen Eisschildes. Dadurch wurden grosse Mengen an Schmelzwasser freigesetzt, das sich in randglazialen Seen sammelte. Von ca. 14'000 a BP bis gegen 7500 a BP war der „Lake Agassiz“ das grösste Schmelzwasserbecken Nordamerikas. Bei einer Fläche von bis zu 263'000 km² und einer Tiefe von rund 258 m fasste er maximal 22'700 km³ Schmelzwasser (Leverington et al., 2000). Die Entwässerung des riesigen Sees erfolgte kontinuierlich durch einen felsigen Abfluss gegen Süden (Abb. 2-3, Route 1) ins heutige Mississippi Tal und weiter in den Golf von Mexiko (siehe: Broecker, 2003).

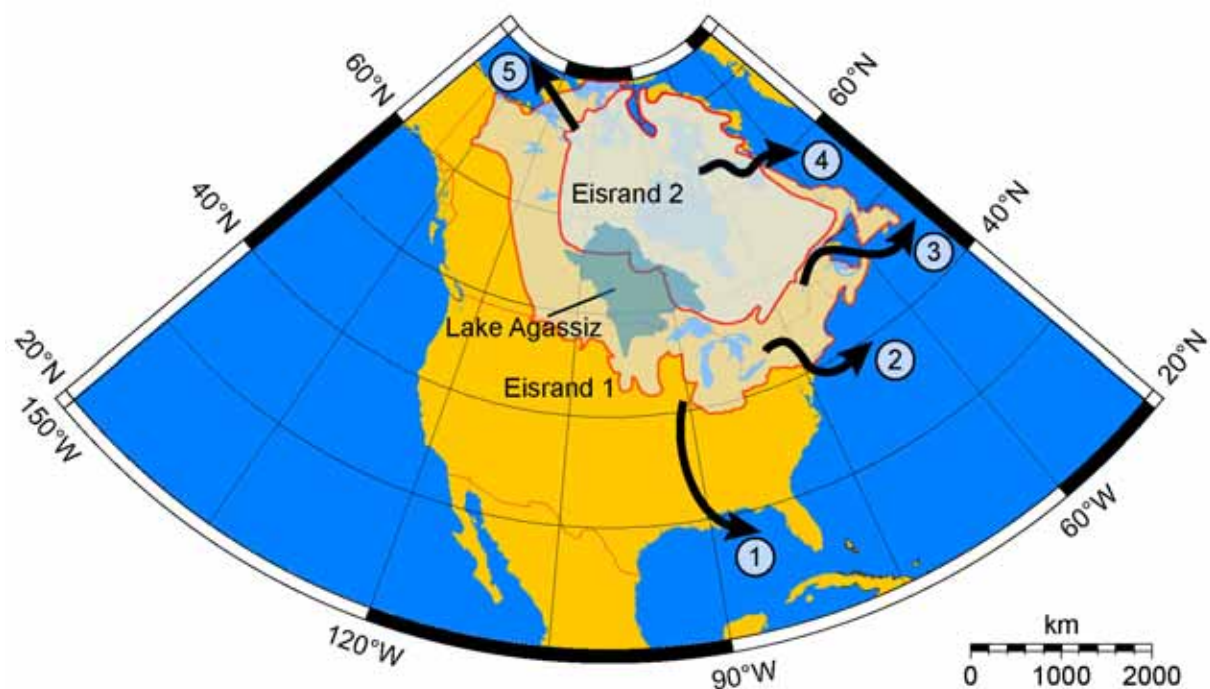


Abbildung 2-3: Die Karte Nordamerikas zeigt die Ausbreitung des Laurentidischen Eisschildes während des Maximalstandes um 21 ka cal BP (Eisrand 1) und um 13 ka cal BP (Eisrand 2) (Licciardi et al., 1998). Der Lake Agassiz gilt als Quelle mächtiger Süswassereinträge in den Nordatlantik und somit als wahrscheinlichste Ursache der Jüngeren Dryas Kaltzeit (Leverington et al., 2000). Die Nummern markieren fünf Routen des kontinentalen Abflusses: 1. Mississippi River (südliche Route); 2. Hudson River; 3. St. Lawrence River (östliche Route); 4. Hudson Strait; 5. Arktischer Ozean (nördliche Route) (Abbildung nach: Clark et al., 2001/ Karte generiert in <http://www.planiglobe.com/>).

Ausgeprägte isostatische Hebungen¹ im nordöstlichen Teil des Sees führten zu einer markanten Verschiebung der Küstenlinie gegen Süden (Johnston, 1946; Teller und Thorleifson, 1983). Ausserdem hatte das fortschreitende Schmelzen des Laurentidischen Eisschildes und die daraus resultierende Verschiebung des Eisrandes gegen Norden die Bildung eines neuen Abflusses in östlicher Richtung zur Folge. Durch diese Öffnung konnten gegen 9500 km³ Schmelzwasser, via Oberer See und das St. Lawrence Tal in den Nordatlantik entweichen (siehe Abb. 2-3, Route 3) (Leverington et al., 2000). Da sich der Ausfluss nicht auf felsigem Untergrund befand, wurde die Abflussmenge durch die erodierende Wirkung der Wassermassen am neuen Auslass zusätzlich erhöht. Diese Veränderungen im Entwässerungsregime lassen sich anhand der Sauerstoffisotope im Golf von Mexiko nachweisen. Planktonische Foraminiferen² zeigen während besagter Zeitperiode einen abrupten Rückgang des ¹⁶O-Gehaltes, da der Zufluss von ¹⁶O-reichem glazialen Schmelzwasser unterbrochen war (Broecker et al., 1989).

Der Eintrag von rund 9500 km³ kaltem Süsswasser in den Nordatlantik hatte eine Änderung der Dichteverhältnisse und damit verbunden eine starke Störung der thermohalinen Ozeanzirkulation³ zur Folge. Das Nordatlantische Förderband, resp. die Nordatlantische Tiefenwasserbildung wurde abrupt unterbrochen. Somit konnte kein Wärmeaustausch zwischen dem Golfstrom und der Nordatlantischen Atmosphäre mehr stattfinden. Dies führte zu markant tieferen Temperaturen in Europa. Der Eintrag des kalten Schmelzwassers lässt sich anhand der benthischen⁴ Foraminiferen des Nordatlantik aufzeigen, die ein höheres Kadmium/Kalzium und ein tieferes ¹³C/¹²C-Verhältnis zeigen, was auf eiszeitliche Verhältnisse schliessen lässt (Boyle und Keigwin, 1987).

Neuste Untersuchungen werfen jedoch Zweifel an der vorherrschenden Hypothese der ostwärts gerichteten Flut auf. Zwar konnte in Mollusken des St. Lawrence Tales und südlich von Ottawa ein markanter Abfall des ¹⁸O Gehaltes festgestellt werden, jedoch fehlt in den Sedimenten der St. Lawrence Mündung jeglicher Nachweis einer ostwärts gerichteten Flut (De Vernal et al., 1996; Brand und McCarthy, 2005). Die rekonstruierten Wassermassen des Lake Agassiz müssten ausserdem markante Spuren im Gelände hinterlassen haben. Als Alternative zur bisherigen Theorie wurden drei weitere Szenarien entwickelt, welche als Ursache der drastischen klimatischen Veränderungen zu Beginn der Jüngere Dryas in Betracht kommen könnten (siehe: Broecker, 2006):

- (i) Die Flut bricht nicht gegen Osten, sondern auf einer nördlichen Route aus. Klare geomorphologische Indizien (bei Fort Murray) stützen diese Theorie. Eine 30 km lange und 1 km breite Schlucht mit grossen Kiesablagerungen zu Beginn einer Verengung, sowie Sanden an deren Ende zeugen vom Durchfluss grosser Wassermassen (Fisher und Smith, 1994).
- (ii) Die Wassermassen des Lake Agassiz könnten unter dem Laurentischen Eisschildes ausgebrochen sein. Auch für diese Theorie finden sich grosse Abflussrinnen (z. B. der 2 km lange und 100 m tiefe Ouimet Canyon) nördlich von Thunder Bay (Teller und Thorleifson, 1983).
- (iii) Der Eintrag von Süsswasser in den Nordatlantik könnte nicht einer Flut, sondern der Schmelze von „Eisberg-Armadas“ zuzuschreiben sein. Dies würde die detritischen Kalkablagerungen in marinen Sedimenten südöstlich der Hudson Strait erklären (Andrews et al., 1994).

¹ Hebung der Erdkruste nach dem Rückgang der Eismassen (geringer Gewichtsauflage).

² Klasse der schalentragenden Amöben; werden auch Kammerlinge genannt

³ Globales Förderband innerhalb der Weltmeere, welches auf Unterschiede der Temperatur und des Salzgehaltes zurückzuführen ist.

⁴ Am/im Sediment lebend

Die Unsicherheiten bezüglich des Verlaufes der Jüngeren Dryas und zusätzlicher Einzelheiten sind weiterhin gross. Sicher ist, dass die Jüngere Dryas eine Schlüsselphase zum Verständnis abrupter klimatischer Schwankungen darstellt. Trotz all der Zweifel ist vom Eintrag grosser Mengen kalten Süsswassers in den Nordatlantik als Ursache auszugehen. Dies führte unweigerlich zu einer Störung der nordatlantischen thermohalinen Zirkulation. Die genauen Abläufe bleiben weiterhin Thema intensiver Forschung (vgl. hierzu: Clark et al., 2001; Broecker, 2003; Broecker, 2006).

Die Jüngere Dryas kann nicht ohne Einschränkungen als globales Phänomen betrachtet werden. Berücksichtigt man Datierungsunsicherheit der verschiedenen Archive, so kann ein synchroner Verlauf der Jüngeren Dryas in Westeuropa, in Grönland und ebenso in den jahreszeitlich geschichteten marinen Sedimenten Cariacos (tropischer Atlantischer Ozean, Venezuela) nachgewiesen werden (Hughen et al., 1996; Severinghaus et al., 1998). Demgegenüber sind innerhalb der antarktischen Eisbohrkerne (Taylor Dome und Byrd resp. Vostok) im Zeitbereich des Spätglazials Widersprüche ersichtlich. Zwar zeigen Steig et al. (1998) im Taylor Dome Eisbohrkern einen gegenüber GISP2 synchronen Verlauf, bei Blunier et al. (1998) ist jedoch klare Asynchronität beschrieben.

3 UNTERSUCHUNGSGEBIET

Die aktuellen Fundstellen fossiler Hölzer Gänziloo und Landikon liegen an gegenüberliegenden Flanken des Üetlibergs. Das Sihl- und das Reppischtal, in welchen sie sich befinden, wurden während der letzten Eiszeit als randglaziale Entwässerungsrinnen des Linth-Rheingletschers sowie des Reussgletschers gebildet.



Abbildung 3-1: Übersicht des Untersuchungsgebietes; (Karte: Google Earth, 2006)

3.1 Geologie und Geschichte

Am Ende der letzten Eiszeit (Würm) führten grosse Mengen glazialen Schmelzwassers, die durch das Sihl- und das Reppischtal entwässerten, zu erheblicher Erosion. Die Hänge des Üetlibergs wurden durch die eintiefende Wirkung der Schmelzwasserabflüsse zusätzlich steiler und begannen nach dem Zerfall der Gletscher ebenfalls zu erodieren (Grossmann, 1934). Höher gelegene Hangbereiche waren nicht oder erst spärlich durch Vegetation bedeckt, was die Erosion aufgrund von Schneeschmelzen, Starkniederschlägen, Murgängen etc. verstärkte.

Der Üetliberg besteht hauptsächlich aus horizontal gelagerten Schichten der Oberen-Süsswassermolasse (OSM), die durch Wechsellagerungen von weichen Mergel- und härteren Sandsteinschichten charakterisiert sind. Die Molasseschüttung spielte sich grösstenteils zwischen frühem Oligozän (ca. 33 ma) und Miozän (ca. 12 ma) ab (Jäckli, 1989). Der Gipfel des Üetlibergs besteht aus Moränenmaterial und verfestigten älteren Deckenschottern, die nicht ohne Vorbehalte der Günz-

Eiszeit (640 – 540 ka BP) zugeordnet werden können (Haeberli et al., 1998). Da die höchstgelegenen Partien des Üetlibergs während der letzten Kaltzeit eisfrei waren, sind ältere Formen ohne glaziale Überprägung erhalten. Neben jenen nahe dem Gipfel befindet sich auch am Fusse des Üetlibergs Moränenmaterial. Dieses ist jedoch deutlich jünger und somit dem Killwangen-Stadium der Würm Eiszeit zuzuordnen (Haeberli et al., 1998; Haeberli et al., 2003). Ausserdem finden sich in den unteren Hangbereichen des Üetlibergs Kiesablagerungen und Seesedimente (Kempf et al., 1986).

Die spätglazialen Erosions- und Akkumulationsprozesse am Üetliberg führten zur Bildung mächtiger Lehmaglagerungen an dessen Fusse. Auf der Ostseite beispielsweise bildete sich über die Jahrtausende ein 4 km² grosser und bis zu 30 m mächtiger Lehmschuttkegel. Diese Ablagerungen bestehen in den höher gelegenen Bereichen aus Tonen, welche Sand- und Kiesschichten führen und den Schottern des Sihltals aufliegen (Pavoni et al., 1992).

3.2 Westumfahrung Zürich

Vor rund 35 Jahren (1971) wurde das Projekt „Nordwestumfahrung Zürich“ von der Bundesversammlung verabschiedet. Daraufhin erarbeitete der Kanton Zürich ein generelles Projekt, welches der Bundesrat im Jahr 1976 für das Teilstück Glattbrugg bis Birmensdorf genehmigte. Der Bau weiterer Etappen jedoch verzögerte sich aufgrund von Einsprachen und Anpassungen der Route. Am 13. September 1996 konnte schliesslich der Spatenstich zur Westumfahrung Zürich erfolgen (Westumfahrung Zürich, 2002).

Als Herzstück der Westumfahrung gilt der 4.4 km lange Üetlibergtunnel. Er verbindet zukünftig das Sihltal bei Zürich-Brunau mit dem Verkehrsdreieck Zürich-West (Filderen) und sorgt somit für eine Anbindung der Autobahn Zürich-Chur mit Luzern, Bern, Basel etc. Während den Vorarbeiten zum Bau des Üetlibergtunnels mussten ausgedehnte erdbauliche Massnahmen am Ostportal (Gänziloo, Zürich-Brunau), wie auch an der zukünftigen Lüftungszentrale in Landikon (Reppischtal) durchgeführt werden. Dies eröffnete die einzigartige Gelegenheit, spätglaziale Föhrenstrünke in bislang unbekannter Grössenordnung und zeitlicher Kontinuität sicherzustellen und wissenschaftlich auszuwerten. Bereits in früheren Zeiten war ihr Vorkommen aus den Lehmgruben der ortsansässigen Ziegeleien bekannt (siehe: Escher, 1911). Verschiedene Autoren berichten vom Auffinden einer grossen Zahl senkrecht im Lehm stehender Föhren- und vereinzelt auch Birkenstrünken (Wettstein, 1885; Grossmann, 1934; Jäckli, 1989; Kaiser, 1993).

4 MATERIAL

4.1 Fossile Waldföhren

Im Zuge der spätglazialen Erwärmung und der daraus resultierenden Sukzession etablierten sich die Föhren (*Pinus sylvestris* L.) vorerst im Tessin, wo sie bereits während des Böllings zahlreich zu finden waren. Später wanderten sie auch ins Schweizerische Mittelland ein. Auf der Alpennordseite löste die Waldföhre gemeinsam mit den Birkengewächsen (*Betula* sp.) die Strauchtundren (Wacholder, Sanddorn, Weiden etc.) ab. Durch die sich entwickelnde Dominanz der Föhren und Birken wurden erst die Pionier- und Steppenarten (Bsp. *Rumex*, *Artemisia*) und später auch die kryokratischen Florenelemente (Bsp. Silberwurz - *Dryas octopetala*) zurückgedrängt (Burga und Perret, 1998). Zu Beginn des Alleröds setzte sich die Föhre dann auch gegen die Birken durch, was sich in verschiedensten Pollendiagrammen deutlich widerspiegelt (vgl.: Magny et al., 2006).

Die Waldföhre gilt als konkurrenzschwache Lichtbaumart mit grosser ökophysiologischer Amplitude. Die Ansprüche an das Substrat sind sehr gering. Auf Optimalstandorten wird die Föhre im Laufe der Sukzession durch schattentolerante Baumarten wie Weisstanne (*Abies alba*) oder Rotbuche (*Fagus sylvatica*) verdrängt (Burga und Perret, 1998).

Während des Spätglazials ist die geomorphologische Aktivität im schweizerischen Mittelland gross. Die Abtragsraten werden im schweizerischen Mittel auf 0.7 bis 2.9 mm/a beziffert, also 5 bis 25 mal mehr als heute üblich (Hinderer, 2001). Auch auf den Hängen des Üetlibergs herrschten während des Spätglazials geomorphologisch aktive Bedingungen vor (vgl. Kap. 3.1). So wurden am Fusse des Üetlibergs allerödzeitliche Sedimentationsraten von 2.3 mm/a rekonstruiert. Während der ersten Phase der Jüngeren Dryas stiegen diese Werte gar auf 5 mm/a in Zürich-Wiedikon und 7 mm/a in Gänziloo (Kaiser, 1993; Schaub et al., 2005; Schaub et al., 2007a).

Während die Föhren am Fusse des Üetlibergs stockten, führte die Akkumulation des an den höher gelegenen Flanken erodierten Materials zu kontinuierlicher Überdeckung ihrer Wurzelsysteme. Als Reaktion auf die Überde-

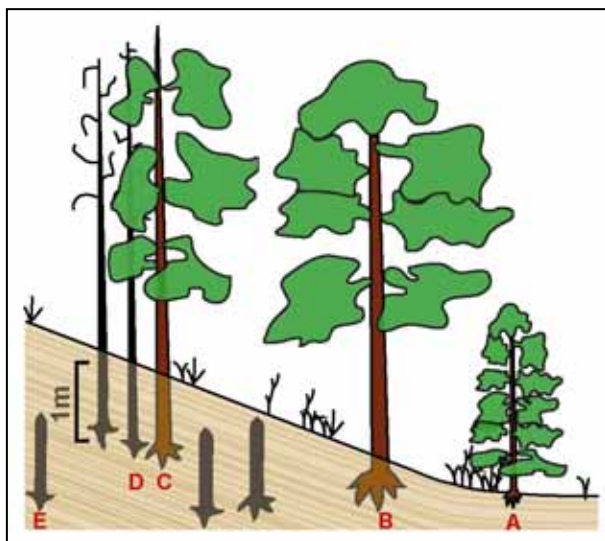


Abbildung 4-1: Schematische Darstellung der Sedimentationsprozesse an den Hängen des Üetlibergs (Abb. nach: Hekkinen und Tikkanen, 1987). Die Wurzelsystem der Föhren (A-C) werden kontinuierlich eingesedimentiert und ab einer Überdeckung von ca. 1 m hat dies unweigerlich ihr Absterben zur Folge (Föhre D). Danach werden diejenigen Teile des Baumes, welche sich bereits im Lehm befinden, konserviert und kontinuierlich weiter überdeckt (E).

ckung bildeten die Bäume epitrophe¹ Wurzeln aus. Im Gegensatz zu anderen Baumarten (Bsp. Fichte) sind Waldfähren jedoch nicht in der Lage, adventive Wurzelsysteme² auszubilden, was sie in ihrer Reaktionsfähigkeit einschränkt (Schweingruber, 1996). Die aufwärtsgerichteten epitrophen Wurzeln reichen nicht aus, um sich gegen die kontinuierlich fortschreitende Schüttung wassergesättigter Sedimente zu behaupten. Folglich stirbt der Baum an zu geringer Luftverfügbarkeit im Bereich der Wurzeln. Im Üetliberglehm geschieht dies ab einer Überdeckung des Wurzeltellers von etwa 1 m Sediment. Ähnliche Beobachtungen machten Hekkinen und Tikkanen (1987) an Waldfähren, deren Wurzelsystem von Sand überdeckt wurde. Aufgrund akuten Wassermangels starben jene Bäume ab einer Überdeckung des Wurzelsystems von 5 m (siehe auch: Schweingruber, 1996).

Während der Bauarbeiten zum Autobahntunnel wurden die Üetliberglehme und somit die holzführenden Schichten zweimal durchstossen. Dies ermöglichte die Sicherstellung spätglazialer Hölzer am Ostportal Gänziloo und bei der Lüftungszentrale Landikon im Reppischtal. Insgesamt konnten 150 fossile Föhrenstrünke beprobt und 142 dendrochronologisch erfasst werden. Bei den sichergestellten Holzproben handelt es sich beinahe ausschliesslich um Wurzelstöcke mit einer Stammhöhe von bis zu 1 m. Diese Tatsache ist auf das zuvor beschriebene Sedimentationsregime und die baumartenspezifischen Wurzelreaktionen zurückzuführen. Der luftdichte Verschluss des Üetliberglehms, kombiniert mit den konservierenden Eigenschaften des Harzes, bewirkt den guten Erhaltungszustand der spätglazialen Föhren.



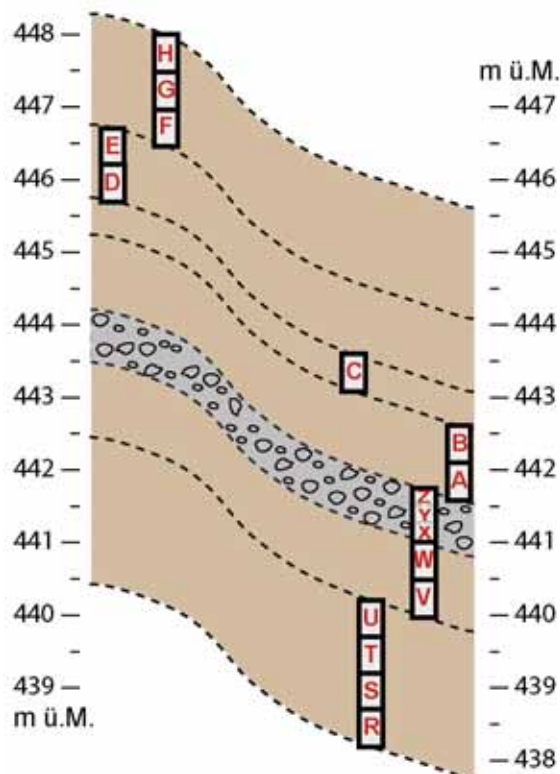
Abbildung 4-2: Die fossile Föhre G 54 der Fundstelle Gänziloo weist ca. 80 cm Stammhöhe und einen Durchmesser von rund 1 m auf. Die Jahrringzählung ergab 355 Jahre und die ¹⁴C Analyse datierte den Bereich der Jahrringe 39 bis 56 auf 11'372 ±24 a BP.

¹ Nach einer Überdeckung mit Sediment aufwärts in geeignete Schichten wachsende Wurzeln.

² Aus dem sekundären Kambium neu gebildete Wurzelsysteme.

4.2 Sedimente

Komplementär zu den Holzfunden wurden diejenigen Sedimentschichten lückenlos beprobt, in welchen sich die Hölzer befanden. Dazu wurden Probenbehälter aus Aluminium (50 x 15 x 10 cm) verwendet. Jeweils drei Kisten wurden parallel in das senkrecht freigelegte Profil getrieben und mit den Sedimenten wieder entfernt. Auf diese Weise lassen sich zu einem späteren Zeitpunkt die Schichtfolgen exakt rekonstruieren. Insgesamt wurden 7.75 m Sediment der Fundstelle Gänziloo und 17.5 m der Fundstelle Landikon beprobt. Aufgrund von Groblagen konnten die Probenbehälter jedoch nicht durchgehend verwendet werden. Teile des Profils (0.75 m in Gänziloo und 6 m in Landikon) mussten als Sammelprobe zu jeweils 25 cm in Tüten gepackt werden. Die Probenbehälter wurden anschliessend in Plastikbeutel verpackt und im Kühlraum gelagert.



Aufgrund der speziellen Lage der Fundstelle Landikon, welche sowohl unter dem Einfluss der Üetlibergsedimente als auch unter jenen des gegenüberliegenden Ettenbergs stand, scheint eine Interpretation äusserst schwierig. Die Ettenbergschüttung dürfte sich zeitweilig und fächerartig über die Hauptschüttung gelegt haben. Ausserdem befindet sich die Fundstelle Landikon direkt in der ehemaligen Talsohle, was einen starken Einfluss der Repisch vermuten lässt. Diese Unsicherheiten veranlassten uns, den Standort Landikon für weiterführende Analysen auszuklammern.

Abbildung 4-3: Schematische Darstellung der Sedimentabfolge der Fundstelle Gänziloo. Die Proben wurden lückenlos entnommen, auch wenn dies die absoluten Höhenangaben nicht widerspiegeln.

5 ANALYSEVERFAHREN

5.1 Dendrowissenschaften und Radiokarbonanalyse

5.1.1 Messverfahren

Zur Beprobung der einzelnen Baumstrünke wurden üblicherweise drei Probescheiben in unterschiedlichen Höhen entnommen. Es wurde darauf geachtet, dass eine Scheibe an der Basis, also im Bereich der Wurzelanläufe sichergestellt wurde, um den Keimungspunkt des Baumes zu bestimmen. Des Weiteren wurden zwei Scheiben aus jenen Bereichen des Strunkes sichergestellt, welche die Waldkante¹ zeigen und möglichst keine Irritationen der Jahrringbreiten, aufgrund der Wurzelanläufe aufweisen. In der Folge wurden die Proben getrocknet, geschliffen und schlecht sichtbaren Partien mit Rasierklinge, Kreide und Wasser nachpräpariert. Problematische Stellen waren oftmals in der Nähe des Marks² und im Splintholz³ zu finden, wo Unregelmässigkeiten des Wachstums oder Abbauprozesse die Unterscheidung der Jahrringe erschwerten.

Gemessen wurden die Holzproben auf einer LINTAB – Jahrringbreitenmessanlage (RinnTech, Heidelberg), unter Verwendung des Messprogramms TSAP (resp. WinTSAP) und mit einer Genauigkeit von 0.01 mm (Rinn, 1996, 2003). Repräsentative Baummittelkurven entstehen durch das Mitteln verschiedener Baumradien. Um qualitativ hochstehende Jahrringbreitenkurven zu erhalten, wurden auf der Basisscheibe jeweils zwei Radien der innersten rund 100 Jahre mit zwei kompletten Radien einer erhöhten Probescheibe gemittelt. Dies ermöglicht Aussagen über den Keimungszeitpunkt und schliesst Störungen durch Wurzelanläufe aus. Die verschiedenen Radien werden über ihr spezifisches Jahrringmuster in Übereinstimmung gebracht und zu Baummittelkurven synchronisiert⁴. Versuche verschiedene Baummittelkurven untereinander zu positionieren wird als „Crossdating“ bezeichnet (vgl.: Douglass, 1941). Oftmals lässt sich auf diese



Abbildung 5-1: A: In Marknähe sind Verletzungen, unregelmässiges Wachstum und auskeilende Jahrringe sichtbar. B: Mittels Rasierklingen präpariertes Splintholz ist teilweise bereits abgebaut oder zeigt Bereiche mit gequetschten Zellen (Photos: K.F. Kaiser).

¹ Der äusserste und somit jüngste Jahrring des Baumes. Er wurden zuletzt vom Kambium gebildet.

² Parenchymatischer Körper im Zentrum von Stämmen und Ästen, meist aus nicht lignifizierten Zellen bestehend.

³ Der äusserste Teil im Querschnitt eines Stammes, in welchem Nährstoffe (Kambium) und Wasser in die Baumkrone geleitet werden. Gegenüber dem Kernholz weist es oft hellere Farbe, sowie geringere Härte und Dauerhaftigkeit auf.

⁴ Bestimmen der gemeinsamen Deckungslage von verschiedenen Jahrringradien, bzw. Chronologien.

Weise jahrgenau Keimungs- und Sterbejahr datieren. Vergleiche von Jahrringkurven werden auf verschiedene Weise durchgeführt. Zum einen geschieht dies mittels optischer Beurteilung auf dem Leuchttisch und zum anderen lassen sich Korrelationen errechnen. Anschliessend werden die positionierten Baummittelkurven mit Hilfe des Programms COFECHA auf fehlende Jahrringe und Datierungsfehler hin überprüft (Holmes, 1983). Nach dieser Qualitätskontrolle werden die Jahrringserien zu einer Chronologie gemittelt.

5.1.2 Standardisierung

Die Verwendung von Jahrringserien für Fragestellungen, die über reine Datierungszwecke hinausgehen, bedingt den Gebrauch grundlegender Standardisierungsverfahren. Zu diesem Zweck wurden die Rohdatenreihen mit dem Programm ARSTAN zusätzlich aufbereitet (Cook, 1985). In einem ersten Schritt werden langfristige, nicht-klimatische Trends (Bsp. Alterstrend) aus den rohen Jahrringserien eliminiert (Fritts, 1976). Das Standardisieren ist also eine Art des Filterns, wobei der Standardisierungsmethode und der verwendeten Filterfrequenz grosse Bedeutung zukommt. Die Filterfrequenz der Standardisierungsfunktion (Spline) beschreibt den Effekt auf die Rohdatenserie. Das individuelle Filtern der einzelnen Baummittelkurven hat des Weiteren den Effekt, dass Signale, welche länger sind als die durchschnittliche Segmentlänge, aufgrund der Methode eliminiert werden (Cook et al., 1995). Aus diesem Grund wurden in der vorliegenden Arbeit zwei unterschiedliche Methoden zur Standardisierung verwendet:

- (i) individuelles Filtern mittels Splines verschiedener Frequenzen (32 bis 300 Jahre) (Cook und Peters, 1981) und
- (ii) RCS (Regional Curve Standardization), eine Methode der Standardisierung, welche das Filtern von mehrhundertjährigen Trends in umfangreichen Datensätzen ermöglicht. Bei entsprechender Struktur des Ausgangsdatensatzes besteht dabei keine Limitation der resultierenden Segmentlänge durch die individuelle Länge der einzelnen Rohdatenserien (Mitchell, 1967; Briffa et al., 1992; Becker et al., 1995; Briffa et al., 1996; Esper et al., 2003).

5.1.3 Radiokarbonanalyse

Die Radiokarbonmethode ist eine verbreitete Anwendung zur Altersbestimmung kohlenstoffhaltiger organischer Materialien. Aufgrund des radioaktiven Zerfalls des Kohlenstoff Isotops ^{14}C können unter Berücksichtigung der Halbwertszeit, Alter bestimmt werden. Der Gehalt an atmosphärischem ^{14}C jedoch, ist im Laufe der Erdgeschichte Schwankungen unterworfen, was die Verwendung einer Kalibrationskurve erfordert. Zur Bildung einer derartigen Kalibrationskurve tragen Jahrringsequenzen massgeblich bei (vgl. Kap. 1.3).

Der erste Schritt beim Aufbereiten der Baumscheiben in geeignete ^{14}C -Proben erfolgte im Jahrringlabor. Dekadische¹ Kiefernholzproben zu mindestens 12 g wurden auf der jeweiligen Baumscheibe datiert, abgetrennt, gewogen und verpackt. Spezielles Augenmerk wurde auf das exakte Abtrennen der Jahrringe gelegt.

Die eigentlichen Analysen des radioaktiven Kohlenstoffs wurden im Heidelberger Radiokarbon - Labor unter der Leitung von Dr. Bernd Kromer durchgeführt. Um eine Kontamination der fossilen Holzproben durch post mortem zugeführten Kohlenstoff und Huminsäuren zu vermeiden und um Harze und Gerbsäuren aus dem Holz zu entfernen, wurde an den zugeschnittenen Holzprobe eine Säure-

¹ 10 Jahrringe umfassend

Base-Säure Behandlung (AAA-Methode) durchgeführt (Olsson, 1980; Kromer und Münnich, 1992). Im ersten Schritt wurden die Proben über Nacht einer Soxhlet-Extraktion durch alkalische Methanol-Cyclohexane Lösung bei 80°C unterzogen (Kromer et al., 2004). Hierauf folgten die Säure-Base Säure Schritte für jeweils 1 Stunde bei 80°C. Das vorbehandelte Probenmaterial wird anschliessend unter Zugabe reinen Sauerstoffs in einer sogenannten „Bombe“¹ gezündet. Das daraus entstandene CO₂ wird in einem Glaszylinder mit Natronlauge gefällt. Nach verschiedenen Reinigungsprozessen (Bsp.: Filtration über Aktivkohle) wird das CO₂ während 10 Tagen im Gas-Proportionalzählrohr gezählt. Die übliche Präzision einer solchen Messung liegt inklusive der auftretenden Fehlerbeiträge durch Untergrund und Standard bei 25 bis 30 Jahren (Kromer et al., 2004; Radiokarbon-Labor Heidelberg, 2006).

5.2 Sedimente

5.2.1 Mikromorphologie

Um ein besseres Verständnis der spätglazialen Prozesse und der Bedeutung der Sedimente am Üetliberg zu erhalten, wurden mikromorphologische Untersuchungen derselben als nützlich erachtet. Dr. Philippe Rentzel und seine Mitarbeiterinnen L. Abbühl und Ch. Pümpin vom Institut für Prähistorische und Naturwissenschaftliche Archäologie (IPNA) der Universität Basel nahmen sich der mikromorphologischen Bearbeitung der Sedimentproben an. Folgende Fragestellungen sollten in den Vordergrund gerückt werden:

- Um welche Sedimenttypen handelt es sich?
- Was lässt sich zur Schichtentstehung aussagen?
- Gibt es Hinweise auf limnisches² Ablagerungsmilieu?
- Gibt es Spuren von sekundärer Überprägung (Frost oder Bodenbildungsprozesse)?
- Lassen sich Erosionsereignisse feststellen?
- Können verschiedene klimatische Ereignisse zwischen den Jahrringen und den Sedimentfolgen korreliert werden?

Aus den Sedimentproben wurden insgesamt 20 orientierte Sedimentblöcke entnommen. Diese Blöcke wurden im Labor während mehrerer Wochen bei Raumtemperatur getrocknet und anschliessend mittels einer Mischung aus Araldit³ und Laromin⁴ unter Vakuum gehärtet. Die präparierten Blöcke wurden mittels einer Diamantsäge in Richtung des Profils aufgeschnitten und angeschliffen. Diese Anschliffe dienten als Grundlage zur Auswahl geeigneter Dünnschliffpositionen. In der Folge wurden insgesamt 25 Dünnschliffe (47 x 47 mm) von Herrn Th. Beckmann (Braunschweig, D) hergestellt und von L. Abbühl und Ph. Rentzel (IPNA, Uni Basel) mittels Binokular, Polarisationsmikroskop und Ultraviolett-Mikroskop analysiert.



Abbildung 5-2: Aufgesägter Sedimentblock

¹ Stahlzylinder

² Im Süsswasser abgelagert

³ Zweikomponenten-Klebstoff auf Epoxid- und Polyurethan-Basis

⁴ Aminhärter für Epoxidbeschichtungen

5.2.2 Pollen

Die Palynologie¹ wird in verschiedensten Teilbereichen der Wissenschaft angewandt (Bsp. Geologie oder Paläobotanik). Auch in der Klimaforschung können Pollen dazu beitragen, Veränderungen in den klimatischen Verhältnissen aufzuzeigen. In sogenannten Pollendiagrammen wird sowohl die Zusammensetzung des Pollenspektrums, als auch die Mächtigkeit der Artenvorkommen beschrieben. Vergleiche mit heutigen Vegetationsgesellschaften und deren Verbreitungsgebieten ermöglichen die Rekonstruktion vergangener Vegetationstypen und klimatischer Veränderungen.

Dr. Lucia Wick vom IPNA der Universität Basel entnahm total 18 Proben (à je 1 cm³) aus den Sedimenten von Gänziloo und 17 aus jenen von Landikon. Sie wurden nach Standardmethoden der Palynologie behandelt, einschliesslich Salzsäure (HCl) und Flusssäure (HF) zur Entfernung des Karbonates und der klastischen, silikatischen Anteile (vgl.: Stockmarr, 1971; Faegri und Iversen, 1989; Wick, 2000). Anschliessend folgte das Bestimmen und Auszählen der einzelnen Arten. An den Sammelproben wurden verständlicherweise keine Pollenanalysen vorgenommen.

5.2.3 Mollusken

Nachdem die Proben zur mikromorphologischen Analyse und zur Palynologie aus den Sedimenten entnommen waren, wurden die einzelnen Schichten zur Analyse der Molluskenfauna aufgetrennt. Klar zu unterscheidende Sedimentschichten wurden beschrieben. Umfasste eine Sedimenteinheit mehr als 15 cm, so wurde sie in sich zusätzlich unterteilt. Auf diese Weise wurde das 7.75 m umfassende Sedimentprofil Gänziloo in 116 verschiedene Einheiten unterteilt. Schliesst man die drei Sammelproben zu je 25 cm Mächtigkeit aus, welche jeweils als eine Schichteinheit betrachtet wurden, so ergibt sich für das restliche Profil eine Auflösung von 6.2 cm pro Probe (113 Proben auf 7 m).

Die weitere Aufbereitung der Sedimentproben zur Analyse der Mollusken erfolgte analog zu Kaiser (1979). Die separierten Schichten wurden im Trockenschrank bei 37°C komplett ausgetrocknet und anschliessend wiederum im Wasserbad geschlämmt. Nach dem Quellen der tonreichen Sedimente

Hauptgruppen		Gruppen	
A	Waldarten	1	Waldarten
		2	Wald und weitere mesophile ² Biotope
		3	feuchtigkeitsliebende Waldarten
B	Steppenarten	4	Steppenarten
		5	waldfeindliche Arten
C	Wald und Steppen	6	trockenheitsliebende Arten
		7	euryöke ³ Arten
		8	feuchtigkeitsliebende Arten
D	Terrestrische Sumpfartern und Wasserarten	9	Arten mit hohen Feuchtigkeitsansprüchen
		10	Wasserarten

Abbildung 5-3: Die zur ökologischen Klassifikation der Mollusken verwendeten Gruppen (nach: Lozek, 1964)

¹ Pollenanalyse

² gemässigt warm

³ Eigenschaft einer biologischen Art mit grosser ökologischer Nische

lösten sich, unterstützt durch sanftes Aufwirbeln mittels eines Wasserstrahles, die eingebetteten Molluskenschalen. Das stark mit Wasser versetzte Sediment wurde durch Siebe unterschiedlicher Maschenweite gespült. Durch Tauchen der einzelnen Siebe im Wasserbad konnten in der Folge die Molluskenschalen als Bruchstücke oder intakte Körper aus den Siebeinsätzen pipettiert werden. Die so gewonnenen Proben wurden unter dem Binokular von Sedimentresten befreit.

Nach einer Einführung durch PD Dr. K.F. Kaiser und dem Studium von Bestimmungsliteratur (Lozek, 1964; Kerney et al., 1983; Turner et al., 1998) wurden die Molluskengehäuse bestimmt. Die Artzuordnung konnte nur bei vollständig erhaltenem Gehäuse erfolgen. Speziell der Bereich des Mundes¹ und allfälliger Lippen wurden durch die Lagerung im Lehm oftmals stark in Mitleidenschaft gezogen. Zur Kontrolle der Artbestimmung konnten Testproben einer jeden Art Herrn Dr. Turner (Rovio, TI) zugesandt werden.

Mollusken reagieren sensitiv auf Änderungen ihres Lebensraumes und stellen daher einen zuverlässigen ökologischen Indikator dar (Lozek, 1964). Um Eindrücke der paläoökologischen Bedingungen am Üetliberg zu gewinnen, ist eine Zuordnung der Arten in ökologische Gruppen sinnvoll (siehe Abb.: 5-3).

5.2.4 Stabile Isotope

Neben den bereits erwähnten radioaktiven ^{14}C -Isotopen (vgl. Kap. 1.3), können auch stabile Isotope Informationen zum Paläoklima liefern. Am häufigsten verwendet wird dabei das Isotopenverhältnis von ^{18}O zu ^{16}O . Ausserdem werden ^{13}C zu ^{12}C und Deuterium² (^2H resp. D) untersucht, da sie sich ebenfalls im Niederschlag, in den Karbonaten und im organischen Materialien wieder finden lassen (siehe: Eicher, 1980; Siegenthaler und Eicher, 1986).

Das Verhältnis der Sauerstoffisotope ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) wird üblicherweise als Temperaturparameter verwendet. Dansgaard (1964) konnte eine lineare Beziehung zwischen dem $\delta^{18}\text{O}$ Gehalt des Niederschlags und der mittleren Jahrestemperatur aufzeigen. Dies ist auf die temperaturabhängige Isotopenfraktionierung während der Verdunstungs- respektive Kondensationsprozesse zurückzuführen. Beim Verdampfen von Wasser geht das leichtere Isotop (^{16}O) bevorzugt in den gasförmigen Zustand über, wohingegen bei der Kondensation das ^{18}O -Isotop begünstigt wird. Sind verschiedenste Voraussetzungen erfüllt (siehe: Eicher, 1979; Siegenthaler und Eicher, 1986), widerspiegelt das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis des Niederschlags die Temperatur während dessen Entstehung. Das resultierende Temperatursignal kann jedoch durch Kontinental- und Niederschlagsmengeneffekte verschleiert werden. Die Massenverhältnisse der Isotope werden mit Hilfe eines Massenspektrometers ermittelt.

Die Veränderungen des ^{13}C Gehaltes in Karbonaten ist schwierig zu interpretieren. Unter der Annahme, dass ein Austausch zwischen der Atmosphäre und dem Karbonatspeicher (hier: Molluskengehäuse) stattgefunden hat, sollten Veränderungen des ^{13}C Gehaltes in den Mollusken auf Änderungen der biologischen Aktivität hinweisen. Innerhalb des spätglazialen Klimaregimes bewirkt eine erhöhte Temperatur grössere biologische Aktivität, was zu einer Anreicherung des ^{13}C im Speicher führt (M. Leuenberger, persönliche Mitteilung).

Beide Isotope werden in den CaCO_3 - Gehäusen der Mollusken, sowohl als auch in jenen der Foraminiferen (aus marinem Milieu) eingebaut (Boyle und Keigwin, 1987). Bei der biogenen Ausfällung von CaCO_3 findet eine selektive Fraktionierung statt, die eine Temperaturabhängigkeit aufweist.

Die Messungen der stabilen Isotope wurden von PD Dr. Markus Leuenberger und Peter Nyfeler am Physikalischen Institut (Abteilung Klima- und Umweltphysik) der Universität Bern durchgeführt.

¹ Öffnung des Schneckengehäuses

² Ein Isotop des Wasserstoffs (H)

Spezielle Messverfahren erlauben eine massenspektrometrische Analyse von Gehäuseproben fossiler Mollusken. Es wurden jeweils 3 Individuen aus der identischen Sedimentschicht zu einer Probe gepoolt. Zwei verschiedene Gattungen wurden parallel untersucht. Bei der Auswahl der Proben wurde innerhalb der Gattung *Vallonia* sp., die Art *Vallonia pulchella* bevorzugt. Bei der Gattung *Trichia* sp. mussten die Arten stets gemischt werden, da nicht genügend Individuen einer Art vorhanden waren. Nach der Reinigung im Ultraschallbad wurden die Gehäuse im Isotopenlabor des Physikalischen Institutes der Universität Bern weiter verarbeitet.

6 RESULTATE

In den folgenden Abschnitten werden die Ergebnisse der einzelnen Analysen zusammengefasst. Nicht in Publikationen beschriebene Resultate sind ausführlicher abgehandelt.

6.1 Dendrowissenschaften und Radiokarbonanalyse

Die Bildung möglichst langer, gut belegter Chronologien ist die Grundlage weiterführender Analysen. Speziell bei fossilem Holz ist dies bereits eine grosse Herausforderung. Wie in Kap. 5.1.1 beschrieben, traten Messprobleme im Bereich des Marks und an der Waldkante auf. Ausserdem wurden die Jahrringe durch das anspruchsvolle spätglaziale Klima und die hohe morphodynamische Aktivität am Fusse des Üetlibergs beeinflusst.

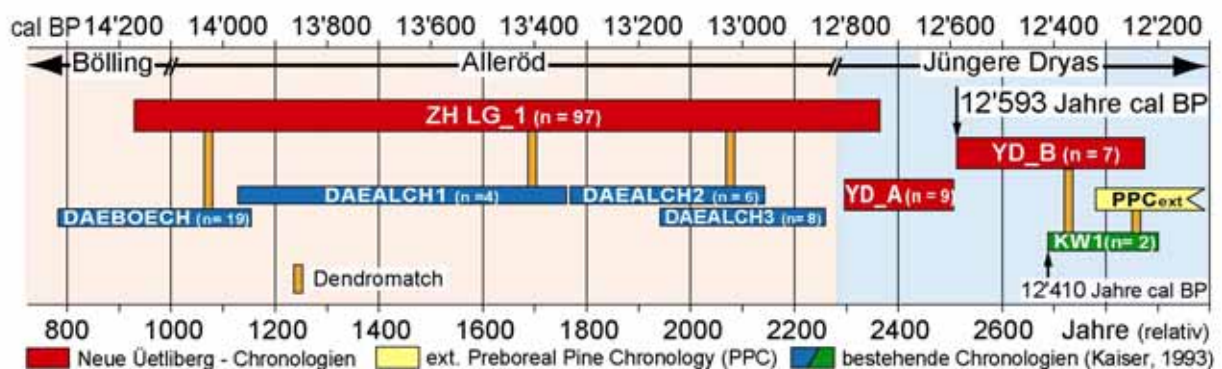


Abbildung 6-1: Übersicht der neuen spätglazialen Schweizer Jahrringchronologien (PPC stammt aus Hohenheim, D). Die neu erstellten Jahrringchronologien (Rot) in Position zu jenen von Kaiser (1993) aus dem Dätttau (Blau) und Zürich-Wiedikon (Grün). Die absolute Jahrringreihe konnte dank Crossdating (Dendromatch) mit dem bisherigen Beginn von Friedrich et al. (2004) um 183 Jahre, bis 12'593 a cal BP verlängert werden. Ausserdem ist die neue Chronologie ZH LG_1 dargestellt (n = Belegung).

Durch die Funde von Gänziloo und Landikon konnten neue Chronologien gebildet werden. Die Abdeckung des Spätglazials, sowie die Belegung der einzelnen Jahrringreihen wurde gegenüber früheren Funden (vgl.: Kaiser, 1993) erheblich verbessert. Im Detail sind folgende Resultate erzielt worden (chronologisch):

- (i) Bildung der Chronologie ZH LG_1 (Zurich-Lateglacial_1). In den Artikeln von Schaub et al. (2007a, 2007b) wird die Chronologie (ehemals ALLERØD 1) genau beschrieben. Kap. 6.1.1 erläutert kurz einige Punkte.
- (ii) Die Chronologie YD_A (Younger Dryas A) umfasst 212 Jahre und wurde aus insgesamt 9 Bäumen des Standortes Gänziloo gebildet. Ihre mittlere Segmentlänge beträgt 140 Jahre und das durchschnittliche Wachstum 0.75 mm/a. Zur Altersbestimmung wurden insgesamt 13

Radiokarbon Analysen von vier verschiedenen Bäumen durchgeführt (Abb. 6-2). Die ermittelten Datierungen liegen zwischen $10'745 \pm 29$ und $10'561 \pm 20$ ^{14}C Jahren BP. Leider konnte die Datierung der Chronologie nicht über einen Dendromatch¹ erfolgen. Bislang existierten für den entsprechenden Zeitbereich keine mitteleuropäischen Baumfunde,

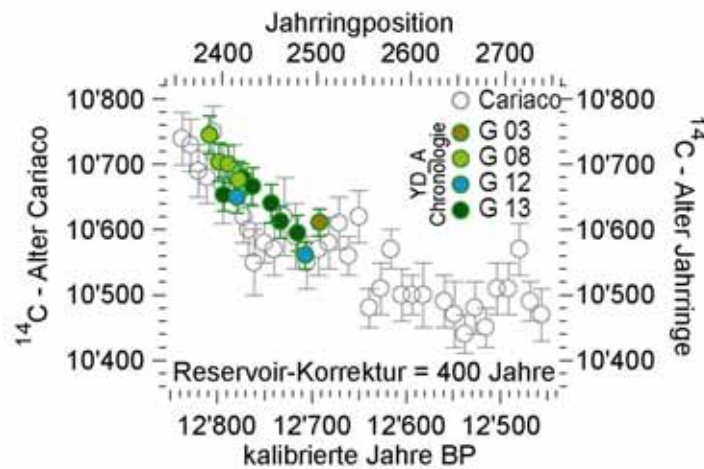


Abbildung 6-2: Das ^{14}C Diagramm zeigt die Alter der vier datierten Bäume aus der Chronologie YD_A (Grün). Über wiggle-matching konnte die Chronologie bis auf einige Jahre genau am Cariaco Referenzdatensatz (graue Kreise, Hughen et al., 2000) eingepasst werden. Die vertikalen Fehlerbalken geben jeweils den σ -Fehler der ^{14}C Analyse wieder.

weshalb die absolute Jahrringreihe nicht derart weit in die Vergangenheit verlängert werden konnte. Deshalb kam zur zeitlichen Einordnung das „wiggle-matching“ Verfahren zur Anwendung. Da die relativen Positionen der ^{14}C Proben durch Jahrringzählung bekannt sind, können die hochpräzisen Messungen an den Schwankungen der ^{14}C Kalibrationskurve eingepasst werden. Auf diese Weise kann die Chronologie YD_A vollumfänglich der kaltzeitlichen Jüngerer Dryas zugeordnet werden.

Die interne statistische Kontrolle zeigt akzeptable Werte (σ Gleichläufigkeit = 65%; σ t-Wert = 4.4), speziell unter Berücksichtigung der unruhigen klimatischen Bedingungen zu Beginn der Jüngerer Dryas.

- (iii) Der absolut datierte Zeitbereich konnte mittels Bäumen aus Gänziloo (Chronologie YD_B) und solchen aus früheren Funden in Birmensdorf (Kaiser, 1993) verlängert werden. Eine exakte Beschreibung ist unter Kap. 6.1.2 ersichtlich.
- (iv) Verschiedene floatende Bäume im Zeitbereich zwischen der YD_A Chronologie und der absoluten Chronologie wurden gemessen. Bislang war es jedoch nicht möglich, diese untereinander oder mit den neuen Chronologien zu verbinden. Auch das „wiggle-matching“ ist in diesem Zeitbereich schwierig, da der Referenzdatensatz von 12'650 bis 12'320 a cal BP ein Plateau mit einigen kleinen Inversionen aufweist. Demnach ist es durchaus möglich, dass sich die Baumfunde über die gesamte Periode der Jüngerer Dryas erstrecken. Leider ist es bislang nicht gelungen, die verschiedenen Jahrringkurven miteinander zu verbinden. Die anspruchsvolleren klimatischen Bedingungen während der Jüngerer Dryas verursachen einerseits eine kürzere Lebensdauer (aufgrund erhöhter Sedimentakkumulation) und andererseits schlagen sie sich direkt in den Jahrringverläufen der Bäume nieder. Dies führt speziell während der Jugendphase zu schwer interpretierbaren heterogenen Wachstumsmustern.

¹ Verfahren zur Einpassung zweier Jahrringreihen über ihr spezifisches Jahrringbreitenmuster.

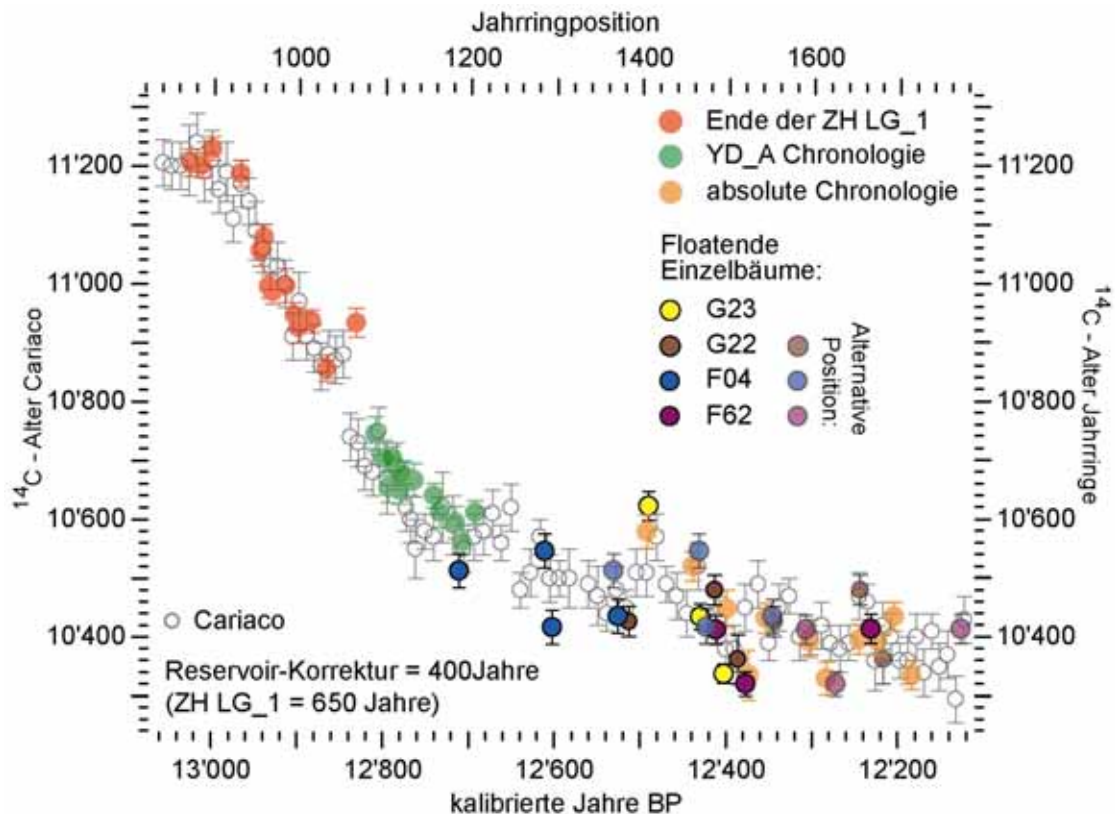


Abbildung 6-3: Die verschiedenen Chronologien (ZH LG_1 in Rot, YD_A in Grün und die absolute Chronologie in Orange) sind gemäss ihrer ^{14}C Datierung am Referenzdatensatz von Cariaco (Hughen et al., 2000) fixiert. Zusätzlich sind vier floatende Einzelbäume auf dieselbe Weise ersichtlich. Es konnte jedoch keine exakte Einpassung erfolgen (ausgenommen G23), da sich die Muster der ^{14}C Daten an mehreren Orten wiederholen (horizontales Verschieben ist erlaubt).

6.1.1 Chronologie ZH LG_1

Die längste spätglaziale Jahrringreihe umfassende 1420 Jahre und wurde aus 97 fossilen Föhren gebildet. Erstmals gelang es, das gesamte Alleröd (vgl. Abb. 6-1) lückenlos zu überdecken. Ausserdem beinhaltet die Chronologie die Übergänge aus dem Bölling und in die Jüngere Dryas (inkl. deren erste ca. 100 Jahre). Neben der grossen zeitlichen Expansion der spätglazialen Jahrringreihen, konnte auch eine massive Erhöhung der Belegung erreicht werden (vgl. Abb. 6-1, n =Belegung). Die mittlere Segmentlänge der in Chronologie ZH LG_1 zusammengefassten Serien ist mit 243 Jahren gegenüber denjenigen der Chronologie YD_A (140 Jahre) stark erhöht, wohingegen die durchschnittliche Wachstumsrate (0.75 mm/a) keine Unterschiede zeigt.

Relativ datiert wurde sie anhand der dekadischen ^{14}C Daten, welche im „wigggle-matching“-Verfahren am Cariaco Referenzdatensatz (mixed-layer¹) von Hughen et al. (2000) eingepasst wurden (Abb. 6-4). Dies gelang, da der markante Abfall auf der Kalibrationskurve (von ca. 13'000 – 12'750 a cal BP) erstmals durch ein terrestrisches Archiv mit jährlicher Auflösung (Baum G 05) abdeckt wird

¹ Beschreibt den oberflächennahen Bereich des Meeres, welcher in der Gaszusammensetzung, sowohl von Meereszirkulation, als auch von atmosphärischem Austausch beeinflusst ist. Oftmals entstehen verschiedene ozeanische Schichten aufgrund von Dichteanomalien des Wassers.

und weiter unter der Annahme einer Erhöhung der Reservoirkorrektur auf 650 Jahre. Die Föhren der Fundstellen am Üetliberg werden in Zukunft einen wichtigen Beitrag an die Weiterentwicklung der ^{14}C Kalibrationskurve und das Verständnis der atmosphärischen und ozeanischen Vorgänge während jener Zeit liefern.

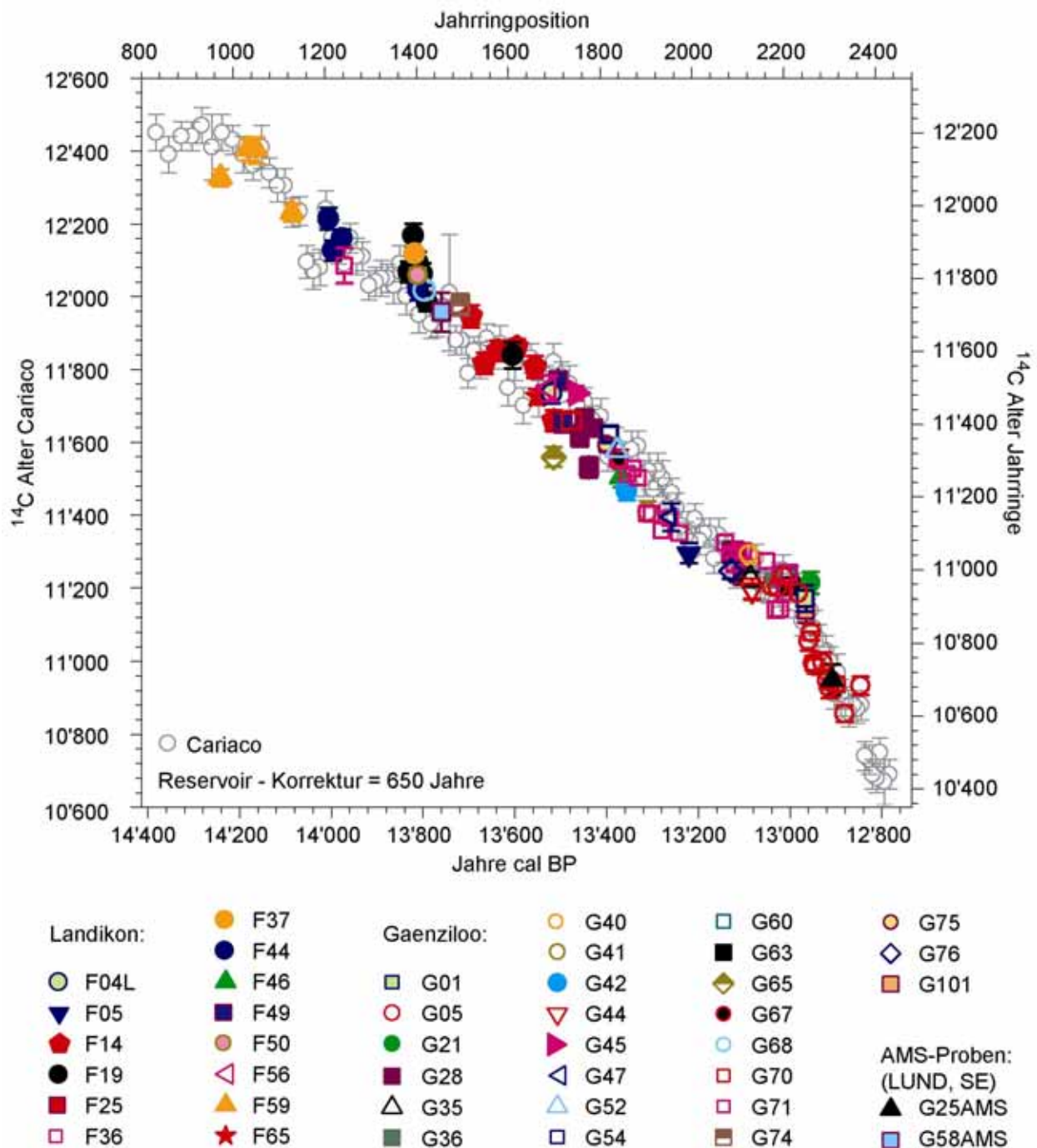


Abbildung 6-4: Die ^{14}C -Alter der Chronologie ZH LG_1 sind bezüglich ihrer Position innerhalb der Chronologie aufgetragen (farbige Symbole). Jedes Symbol entspricht einer Datierung und dieselben Symbole stammen vom selben Baum. Als Referenzdatensatz (grau) dienen Daten aus den Cariaco Meereswarven (Hughen et al., 2000). Die vertikalen Balken zeigen den σ -Fehler der ^{14}C -Datierungen. Der Versatz der Jahrring- und der Cariaco-Altersskala ist für diesen Zeitraum durch eine von Kromer et al. (2004) propagierte Erhöhung der Reservoir-Korrektur von 400 auf 650 Jahre zu erklären.

Die Chronologie ZH LG_1 diene als Grundlage für verschiedenste jahrringkundliche Analysen. Erstmals wurden derartige Analyseverfahren an spätglazialen Jahrringserien angewandt. Neben der Analyse hochfrequenter Schwankungen konnten mittels RCS Analyse niederfrequente Änderungen des Jahrringbreitenwachstums gefiltert und daraufhin mit anderen hemisphärischen Klimaarchiven verglichen werden. Auf diese Weise konnten partielle Gleichläufigkeiten in den Kurvenverläufen zwischen der tropischen Cariaco „gray-scale“ Sequenz¹ (Hughen et al., 1996; Hughen et al., 1998), den Mächtigkeiten der jährlichen Eisschichten im polaren NorthGRIP Eisbohrkern (Rasmussen et al., 2006) und den Jahrringen aufgezeigt werden (in: Schaub et al., 2007a).

Neben der Verwendung verschiedener Filter wurde auch der Wachstumstrend untersucht. Dieser Trend symbolisiert das biologisch gesteuerte, jährliche Zuwachspotential und ist abhängig von Alter, Ort, Baumart und herrschenden Umweltbedingungen. Grundsätzlich kann bei heutigen Beständen von einer Wuchstrendkurve in negativ-exponentieller Form ausgegangen werden (Abb. 1-1). Gegensätzlich präsentierten sich die Zuwachsraten der spätglazialen Kiefern. Sie steigen nach der Keimung kontinuierlich an, erreichen die maximale Wuchsleistung etwa nach 100 Jahren und werden daraufhin gleichmässig reduziert. Dies entspricht nicht dem zu erwartenden Wachstumsverlauf (vgl.: Matalas, 1962; Fritts, 1976), der sich auch im präsentierten Referenzdatensatz, bestehend aus rezenten und historischen Walliser Föhrenserien der letzten tausend Jahre, widerspiegelt. Gegenüber dieser Referenzchronologie zeigt die spätglazialen Jahrringreihen nicht nur eine in der Form veränderte Wachstumskurve, sondern auch um bis zu 65% reduzierte durchschnittliche Jahrringbreiten (bezüglich des gesamten Baumalters). Innerhalb der Chronologie ZH LG_1 wurden die Jahrringserien nach unterschiedlichen Kriterien (Fundort, Keimungsalter, Chronologiezugehörigkeit) in Gruppen unterteilt. Lokale sowie zeitliche Unterschiede der Wachstumstrends wurden auf diese Weise sichtbar gemacht (in: Schaub et al., 2007a; 2007b).

6.1.2 Absolut datierte Jahrringchronologie

Eine Verlängerung der absoluten Jahrringchronologie auf 12'410 a cal BP konnte von Friedrich et al. (2004) präsentiert werden. Dies gelang aufgrund einer Verknüpfung der PPC (Preboreal Pine Chronology), einer Chronologie aus Cottbus und der Krankenhaus Wiedikon 1 Chronologie (KW1) aus Zürich. Die KW1 Chronologie ist somit absolut datiert und reicht von 12'410 bis 12'196 a cal BP (Friedrich et al., 2004). Dies wiederum eröffnet die Möglichkeit weitere Jahrringreihen mit ihr zu verbinden und dadurch absolut zu datieren.

Die Bemühungen zu einer erneuten Erweiterung der Jahrringreihe wurden belohnt. Es ist gelungen, die Chronologie „Younger Dryas B“ (YD_B) bestehend aus fünf Baummittelkurven der Standorte Gänziloo (G 27, G 34, G 102) und Birmensdorf (BIRM 200 und BIRM 102; Müller, 2000; Kaiser, unpubl.) mit KW1 zu verbinden. Dies führt zu einer Verlängerung der absoluten Jahrringreihe um 183 Jahre bis ins Jahr 12'593 a cal BP (1950). Die Einpassung der Kurven erfolgte optisch (auf dem Leuchttisch und am Bildschirm), mittels statistischer Werte und unter Berücksichtigung des Crossdating-Programms COFECHA (Holmes, 1983). Statistische Korrelationsberechnungen im TSAP-Programm ergaben sehr gute Werte. Die Einzelkurven der Chronologie YD_B zeigen untereinander einen durchschnittlichen t-Wert von 6.1 und eine Gleichläufigkeit von 65.3%. Ebenfalls verlässliche Werte ergeben sich im Vergleich der Chronologie KW1 und YD_B. Hierbei wurden ein durchschnittlicher T-Wert von 4.5 und eine Gleichläufigkeit von 63% errechnet.

¹ Neben den Schichtdicken und der Häufigkeit von Foraminiferen sind auch Veränderungen der Graustufen innerhalb der Sedimentablagerungen des Cariaco Beckens ein Proxy für die Oberflächenproduktivität, welche in Beziehung zur Temperatur steht.

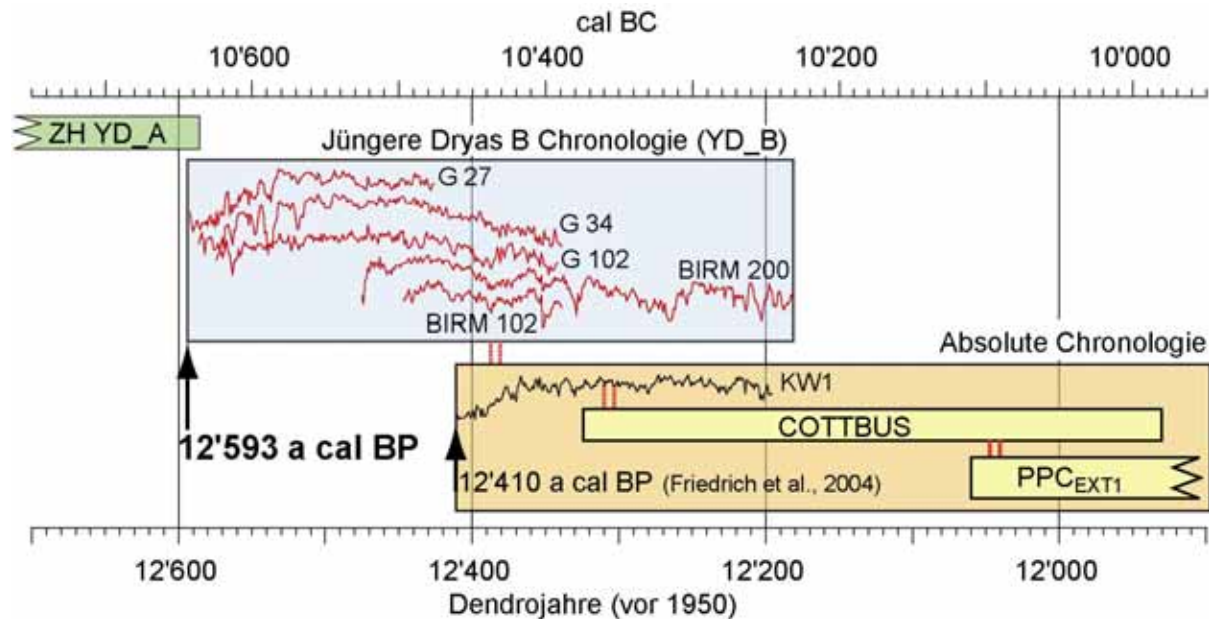


Abbildung 6-5: Übersicht der Jahrringkurven zu Beginn der absolut datierten Chronologie. Friedrich et al. (2004) waren in der Lage die Jahrringreihe aufgrund einer Verbindung zwischen der verlängerten Präborealen Föhrenchronologie (PPC), der Cottbus Chronologie und der Chronologie Krankenheim Wiedikon 1 (KW1), bis ins Jahr 12'410 zu verlängern. Eine Gruppe aus insgesamt 5 Bäumen konnte neu mit der bestehenden Jahrringreihe verknüpft werden. Daraus resultierte eine Verlängerung um 183 Jahre bis ins Jahr 12'593 cal BP (resp. 1950). ZH YD_A markiert das Ende der nächsten floatenden Chronologie und symbolisiert die Hoffnung einer zukünftigen umfangreichen Verlängerung (vgl. Abb.: 6-1).

Die Positionierung der neuen Chronologie (YD_B) auf KW1 wurde somit mehrfach und unabhängig verifiziert. Die unterschiedlichen Positionierungsmethoden werden durch die ^{14}C Datierungen komplettiert. Die absolute Datierung der neu erstellten Jahrringreihe YD_B kann somit als gesichert betrachtet werden.

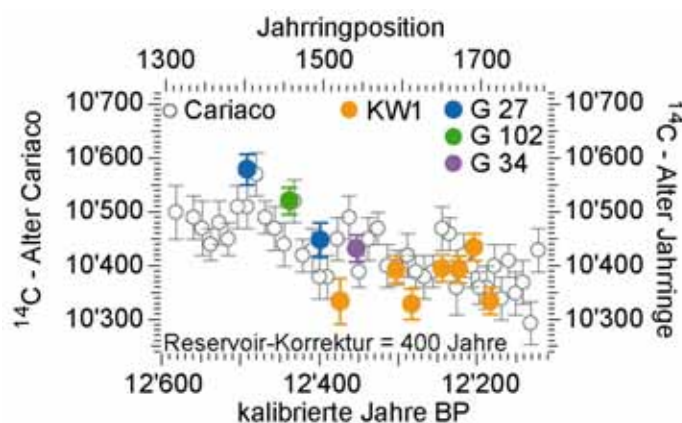


Abbildung 6-6: Die orange Punkte (KW1) symbolisieren die ^{14}C Datierungen am bisherigen Beginn der absoluten Jahrringchronologie. Die weiteren farbigen Punkte entsprechen den vorhandenen ^{14}C Datierungen der Gruppe YD_B, welche die absolute Chronologie bis 12'593 a cal BP (1950) verlängert. Alle Datierungen sind gemäss ihrer ^{14}C Alter am Referenzdatensatz von Cariaco (Hughen et al., 2000) und unter Berücksichtigung einer Reservoir-Korrektur von 400 Jahren fixiert.

6.2 Sedimente

Seit dem Zerfall der würmzeitlichen Gletscher bildeten sich am Fusse des Üetlibergs ausgeprägte Lehmschuttkegel. Diese bis zu 30 m mächtigen Ablagerungen stammen aus Verwitterungsprozessen der Oberen Süsswassermolasse, welche mehrheitlich aus Sandstein, Kalkstein, Tonstein und Schieferbruchstücken zusammengesetzt ist (vgl.: Kap. 3.1). Alle im Zuge der sedimentologischen Untersuchungen betrachteten Schichten enthalten Kalzit und oftmals treten Rostflecken von Mn- und Fe-Oxiden auf, die ihrerseits auf Staunässe hinweisen. Von den total 7.75 m beprobten Sediment des Standortes Gänziloo wurden 5.25 m sedimentologisch genauer untersucht. Darin konnten insgesamt 89 verschiedene Schichten dokumentiert werden. Hieraus wurden die 56 höchst gelegenen Schichten genauer untersucht. Sie lassen sich in sechs Sedimenteinheiten (U1 - U6) zusammenfassen (von unten nach oben):

- U1 (Schichten 1 – 3)
- U2 (Schicht I; Grobkieslage)
- U3 (Schichten 4 – 15)
- U4 (Schichten 16 – 39)
- U5 (Schichten 40 – 47)
- U6 (Schichten 48 – 56)

Eine komplette Übersicht der Sedimentaufnahmen im Vorfeld der mikromorphologischen Untersuchungen ist im Anhang B (Teil 1) ersichtlich.

6.2.1 Mikromorphologie

Die mikromorphologischen Sedimentuntersuchungen lieferten Informationen über das Milieu und die Umweltbedingungen des Spätglazials. Die Analyse wurde freundlicherweise von der Gruppe um Dr. Ph. Rentzel, Institut für Prähistorische und Naturwissenschaftliche Archäologie, Universität Basel übernommen.

Die exakte Position und die mikroskopische Analyse jedes Dünnschliffes, sowie einzelne Bilder derselben sind im Anhang B (Teil 2 & 3) ersichtlich. In der Folge soll kurz auf die Ergebnisse der einzelnen Sedimenteinheiten eingegangen werden.

U1 (*Schichten 1 – 3*): Die tiefste und somit älteste untersuchte Schicht weist eine schwache Bodenbildung auf. Der Begriff der Bodenbildung ist in der Folge stets als Initialphase zu verstehen. Dies zeigt sich in der Regel als Kanal- und Kammergefüge und weist somit auf Spuren von Bioturbation hin. Ausgeprägt tritt die Bodenbildung in Schicht 1 auf, was sich auch in der hohen Porosität (10-15%, Durchwurzelung) und dem Auftreten von Regenwurmkalziten (Bioturbation; siehe Anhang B Teil 3) widerspiegelt. Es kann demnach davon ausgegangen werden, dass an der Basis von Schicht 1 ein Rohboden entsteht, welcher im oberen Teil in einen Cv-Horizont (schwach verwittertes Ausgangsgestein) übergeht. Frostüberprägung wird in Schicht 1 durchgehend festgestellt. Dies äussert sich durch zahlreiches Auftreten horizontaler Risse, sowie steilgestellter Komponenten innerhalb der Sedimente (Van Vliet-Lanoë, 1985) und lässt auf mehrfachen Wechsel von Gefrieren und Auftauen schliessen (nicht erhaltener Humushorizont).

U2 (*Schicht I; Grobkieslage*): Ist mikromorphologisch nicht zu untersuchen und kann aufgrund der unsortierten und ungeschichteten Ablagerung einem Murgang zugeordnet werden. Es konnten Gesteinsstücke bis zu einem Durchmesser von 25 cm ausgemacht werden.

U3 (*Schichten 4 – 7*): Die Schichten bestehen beinahe durchgehend aus Silt und Feinsand. Der Tongehalt nimmt gegen oben hin zu. Schicht 7 ist als Stauhorizont (deutliche Bänderung der Eisenoxide) auszumachen. Die Porosität beträgt 12-15% und nimmt gegen oben hin ab. In den Schichten ist organisches Material enthalten, das durch seine Zersetzung als Ausgangspunkt für Fe- und Mn-Ausfällungen dient. (*Schichten 8 – 15*): In den aus tonigem Silt und Feinsand bestehenden Schichten ist leichte Verwitterung erkennbar. Es sind unterschiedlich ausgeprägte Mikrostrukturen (polyedrisches Gefüge, horizontale Linsen und Fliesstrukturen) ausgebildet. Obwohl in Schicht 8 keine deutlichen Anzeichen von Bioturbation erkennbar sind, können inkohlte organische Reste sowie Sporen, Algen, Molluskenschalen und Regenwurmkalzite in den darüberliegenden Schichten bestimmt werden.

U4 (*Schichten 20 – 25*): Generell zeigen die Schichten keine Hinweise auf Bodenbildungsprozesse. Teilweise treten Spuren von Bioturbation auf. Zwei Schichten sind klar von Frost überprägt. Die ursprüngliche Sedimentstruktur ist in allen Schichten erhalten. Fe- resp. Mn-Ausfällungen sind durchgehend erkennbar. Auffällig ist jedoch ihr gehäuftes Auftreten in den oberen Teilen der Schichten 20 und 25. Dies könnte auf eine durch Frost bedingte Stauung des Wassers in den unteren Bereichen der jeweiligen Schicht zurückzuführen sein. Zusätzlich erhärtet wird diese Vermutung durch die Tatsache, dass in Schicht 20 (ausgeprägtes Plattengefüge) und in Schicht 25 (Plattengefüge mit kreisförmigen Deformationen) weitere Formen auftreten, die auf Frost schliessen lassen. (*Schichten 34 – 36*): Die Schichten bestehen hauptsächlich aus tonigem Silt mit Fein- bis Mittelsand, ohne Hinweise auf Bodenbildung. Speziell zu erwähnen ist Schicht 36, welche eine generelle Korngrößenverfeinerung gegen oben hin aufweist (fining upward cycle).

U5 (*Schichten 42 – 43*): In den aus tonigem Silt und Fein- bis Mittelsand bestehenden Schichten sind keine Hinweise auf Bodenbildung, jedoch eine Überprägung durch Frost erkennbar. In Schicht 42 ist eine Korngrößenvergrößerung (coarsening upward cycle) gegen oben hin feststellbar und Schicht 43 zeigt kleine „slumps“, die auf Bewegungen des wassergesättigten Sediments hinweisen. (*Schichten 44 – 46*): Es sind Indizien für eine schwache Bodenbildung auszumachen. Alle Schichten weisen ein Kanal- und Kammergefüge mit einer hohen Porosität von 10 - 20% auf. Bemerkenswert sind die Illuvationen¹, deren Bildung in zwei Phasen erfolgte. Zuerst wurde kalkhaltiges und danach kalkfreies Material eingeschwemmt, was als Hinweis auf eine zunehmende Entkalkung und somit auf eine fortgeschrittene Bodenbildung in darüber liegenden Schichten zu verstehen ist (siehe Anhang B, Teil 3).

U6 (*Schichten 48 – 49 & 53 – 54*): Das Lockersediment besteht grösstenteils aus tonigem Silt und zeigt gegen oben hin zunehmend ausgeprägte Bodenbildung. Die ursprüngliche Sedimentstruktur ist dadurch deutlich gestört und von erhöhter Bioturbation kann aufgrund diverser Beobachtungen ausgegangen werden. Vielerorts sind Einschwemmungen von kalkfreiem Material und fleckenartige Fe- und Mn-Ausfällungen erkennbar. All diese Indizien lassen den Schluss zu, dass besonders die Schichten 48 und 49 als gut entwickelte Cv-Horizonte zu deklarieren sind und die Nähe eines ehemaligen Oberbodens anzeigen. (*Schichten 55 – 56*): Auch in den obersten untersuchten Sedimentschichten lassen sich Bodenbildungsprozesse erkennen. Diese sind jedoch nicht im selben Masse ausgebildet wie in den darunter liegenden Schichten. Es konnten keine organischen Reste gefunden werden. Bioturbation ist durch Regenwurmkalzite belegt und ausserdem treten gehäuft hydromorphe Merkmale (Fe- und Mn-Ausfällungen) auf. Ausserdem sind die ungewöhnlich starken Einschwemmungen zu erwähnen, die ganze Hohlräume auffüllen und mitunter zweiphasig auftreten.

¹ Einschwemmungen in die Porenräume

6.2.2 Pollen

Hinweise zur Vegetationsgeschichte in der näheren und weiteren Umgebung einer Fundstelle liefern die pollenanalytischen Untersuchungen. In Gänziloo und Landikon ist eine deutliche Dominanz der Gehölzpollen, gegenüber Gräser- und Kräuterpollen festzustellen. Als dominante Baumart ist die Föhre (*Pinus*) auszumachen. Nur die Birken (*Betula*), resp. der Wacholder (*Juniperus*) können die Anzahl der Pinuspollen im Sediment zeitweise übertreffen.

Das Profil des Standortes Gänziloo (Abb. 6-7) ist im Vergleich zu jenem aus Landikon (Abb. 6-8) als deutlich konsistenter zu betrachten. Dies ist auf die schwer zu interpretierende Schüttung der Sedimente am Standort Landikon zurückzuführen, wo von unterschiedlichen Schüttungsrichtungen ausgegangen werden muss (vgl. Kap 4.2).

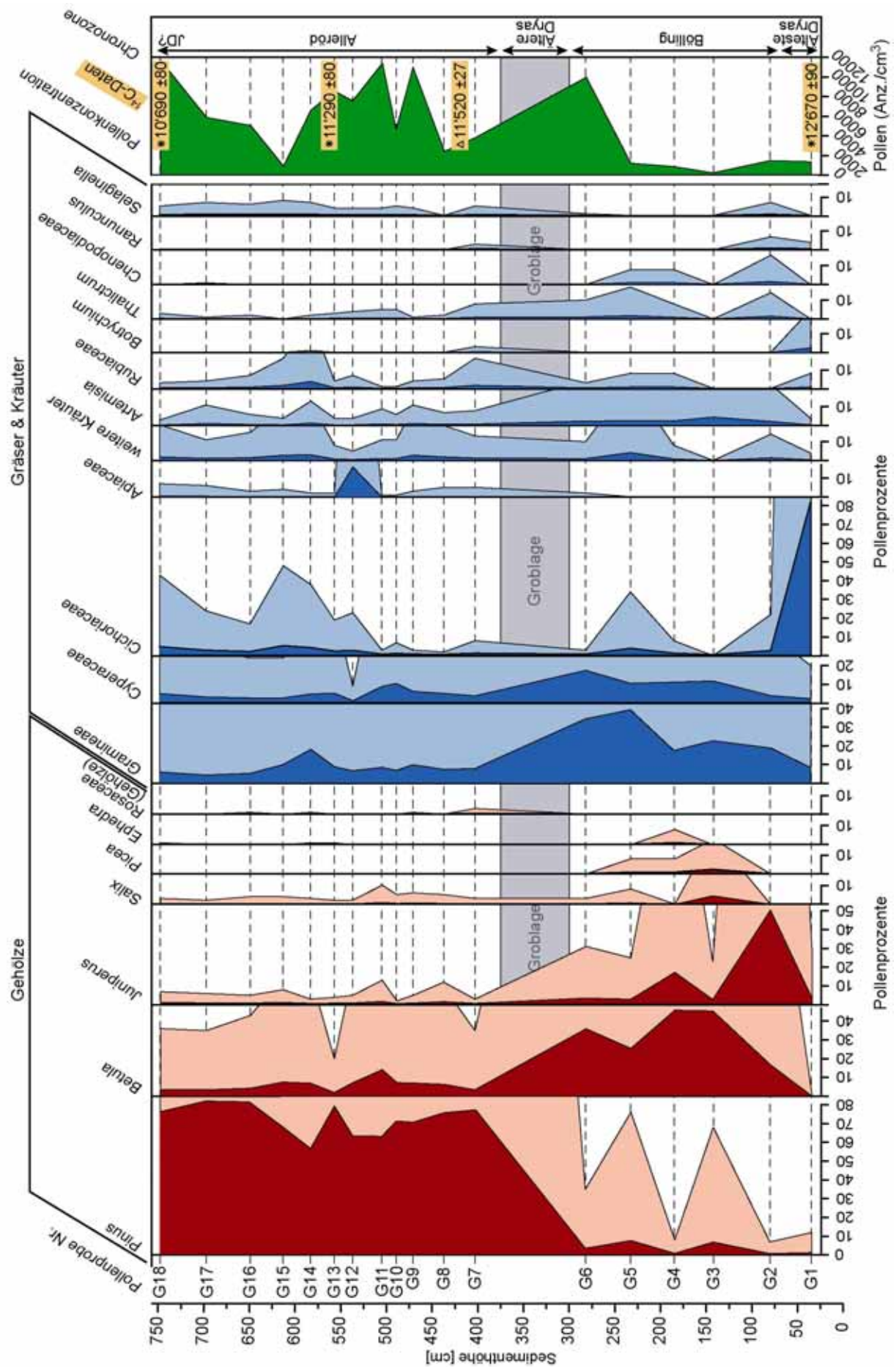
Das Pollenprofil Gänziloo (Abb. 6-7) zeigt in den untersten beprobten Sedimentschichten (0 – 250 cm Sedimenthöhe) eine Dominanz der Birken- und der Wacholderpollen. Dies lässt auf eine Sedimentation während des Böllings schliessen. Gestützt wird diese Vermutung durch die Stratigraphie der Baumfunde und durch die ^{14}C Daten, welche mittels AMS Technik¹ an Molluskenschalen (* in Abb. 6-7) oder konventionell an Holzfunden (Δ in Abb. 6-7) gemessen wurden. Generell ist für den Beginn des Böllings eine Zunahme der Wacholdersträucher charakteristisch, wohingegen zu dessen Ende eine Ausbreitung von Birken-Grasland in den Pollen zu erkennen ist.

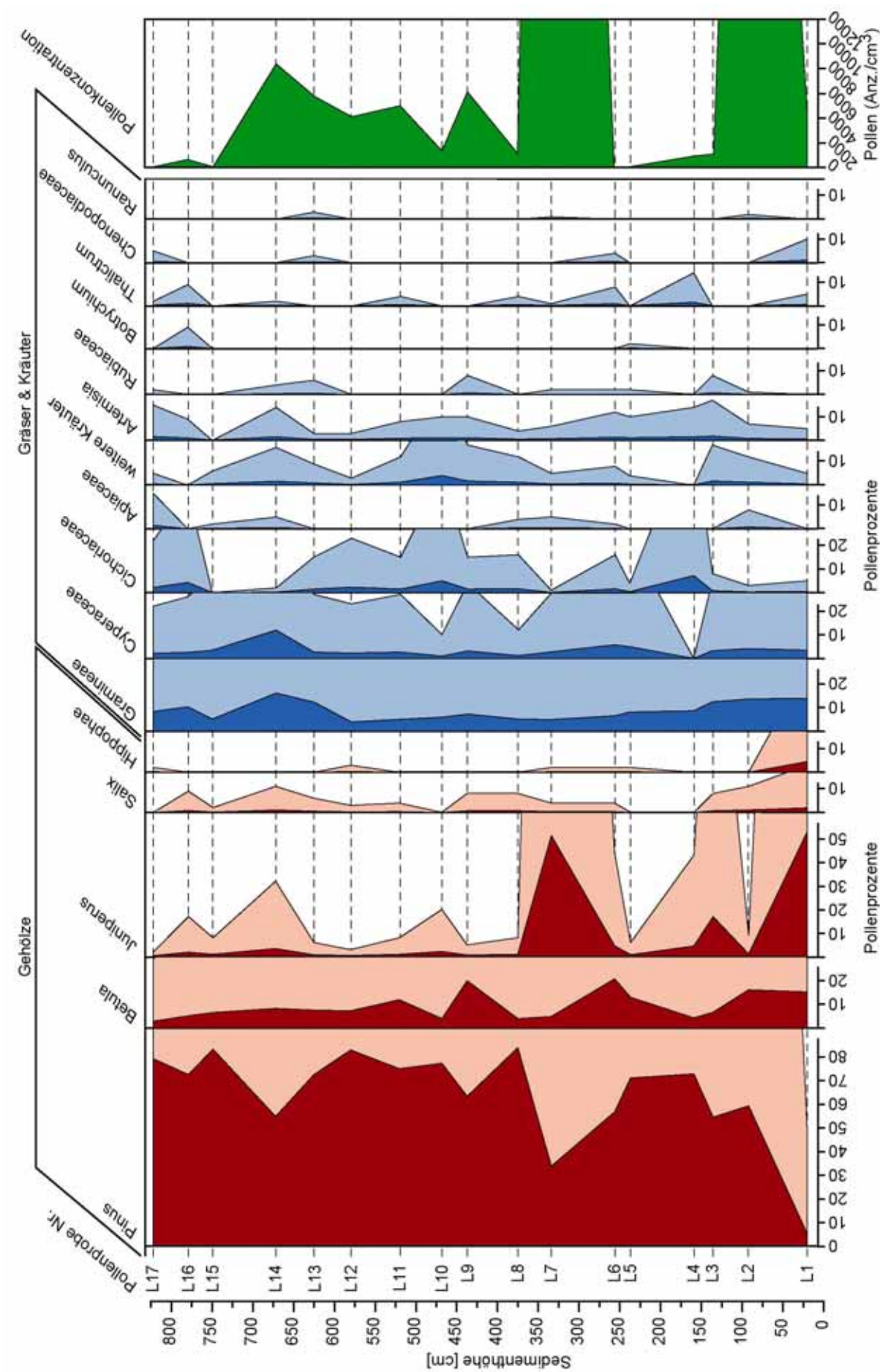
Während der Älteren Dryas ist in verschiedensten Pollenprofilen eine Zunahme der Strauch- und Graspollen verglichen mit den Baumpollen zu verzeichnen (De Beaulieu et al., 1994; Walker, 1995). Dies ist im Profil Gänziloo aufgrund der gewählten Auflösung nicht sichtbar. Allerdings ist eine 75 cm mächtige Groblage auszumachen, welche es verunmöglichte, Proben zur Bestimmung der Pollenverteilung zu entnehmen. Die Ursache dieser Groblage ist ein Murgang, welcher sich während der Älteren Dryas ereignet haben könnte. Unterstützt wird diese Vermutung durch den Wechsel von Birken- zu Föhrendominanz, was in vielen Arbeiten im Schweizer Mittelland als Übergang vom Bölling zum Alleröd definiert wird (vgl.: Vannière et al., 2004; Magny et al., 2006). Die geringe Pollenkonzentration spricht für eine niedrige Bestockungsdichte oder eine grosse Entfernung zwischen Vegetation und Deposition. Zu Beginn des Alleröds breiteten sich die Föhren rasch in die durch Birken und Gräser bestockten Flächen aus und wurden zur dominanten Baumart. Die Zunahme der Bestockungsdichte ist auch klar in der Pollenkonzentration zu Beginn des Alleröds ersichtlich. Die verschiedenen allerödzeitlichen Schwankungen sind nicht klar im Pollenprofil ersichtlich. Die zeitliche Zuordnung wird über die Messung des radioaktiven Kohlenstoffes (^{14}C) gestützt und in Kapitel 8.2.2 genau erläutert.

Abbildung 6-7 (Seite 32): Pollendiagramm der Fundstelle Gänziloo. Die Prozentwerte der Pollenfunde einzelner Arten innerhalb verschiedener Sedimentschichten (dunkle Flächen) sind dargestellt. Gehölze sind dabei in Rot, Kräuter und Gräser in Blau dargestellt. Ausserdem ist die Pollenkonzentration der einzelnen Schichten in Grün illustriert. G1 bis G18 markieren die exakten Positionen der Probennahme. Die aufgehellten Flächen zeigen die Prozentwerte multipliziert mit dem Faktor 10. Die zeitliche Einpassung in Chronozonen wird in Kap. 8.2.2 erläutert und dient in dieser Abbildung, gemeinsam mit den ^{14}C -Daten dem besseren Verständnis. Pollenanalyse: Dr. L. Wick, IPNA, Universität Basel.

Abbildung 6-8 (Seite 33): Die Verteilung der Pollen in den Sedimenten der Fundstelle Landikon. Wiederum sind in Rot die Gehölze, in Blau die Kräuter respektive Gräser und in Grün die Pollenkonzentration dargestellt. Aufgrund der schwer interpretierbaren und gestörten Sedimentation in Landikon wird auf eine Interpretation des Sedimentprofils verzichtet.

¹ Die zur Altersbestimmung erforderliche Präparierung und Aufarbeitung des Probenmaterials erfolgte im Radiokarbonlabor des Geographischen Instituts der Universität Zürich (GIUZ). Die anschliessende Datierung wurde mittels der AMS – Technik (accelerator mass spectrometry) auf dem Tandem – Beschleuniger des ITP (Institut für Teilchenphysik) der ETH – Hönggerberg durchgeführt.





6.2.3 Mollusken

Das Aussieben der fossilen Molluskengehäuse und deren Bruchstücke stellte sich als sehr Zeit intensiv heraus. Dies ist einerseits auf die Methode an sich, andererseits auf die grosse Zahl der Schnecken im Sediment zurückzuführen. 4785 Schneckengehäuse konnten nach ihrer Art (beschädigte Exemplare teilweise nur nach Gattung) bestimmt werden. Von total 29 unterschiedlichen Arten traten 21 gehäuft auf und konnten nach Ložek (1964) (siehe Kap. 5.2.3) in ökologische Gruppen unterteilt werden (Abb. 6-10).

Die ökologischen Gruppen 1 und 2 weisen auf dichte Bewaldung hin. Vereinzelt können die Arten der Gruppe 2 auch auf Strauch bewachsenen Hängen zu finden sein. In den tieferen Bereichen des Profils sind sie beinahe nicht anzutreffen. In den höchst gelegenen und damit jüngsten Bereichen des Sedimentprofils konnten einzelne Individuen der üblicherweise wärmeliebenden Waldarten bestimmt werden.

Über das gesamte Profil betrachtet, treten die Molluskenarten der ökologischen Gruppen 5 und 7 deutlich am häufigsten in Erscheinung. Dies wird nicht nur durch die Gesamtmenge der Mollusken pro Gruppe verdeutlicht, sondern auch durch die Anzahl der Arten innerhalb einer ökologischen Einheit. Die Gruppe 5 umfasst Arten, welche als gemeinsame Eigenschaft ihre Waldfeindlichkeit aufweisen. Innerhalb der Gruppe treten bevorzugt Arten mit geringen Feuchtigkeitsansprüchen auf (z. B. *Vallonia pulchella*, *Vertigo pygmaea*). Die trockenheitsliebende Art *Pupilla muscorum* konnte nur sehr selten festgestellt werden.

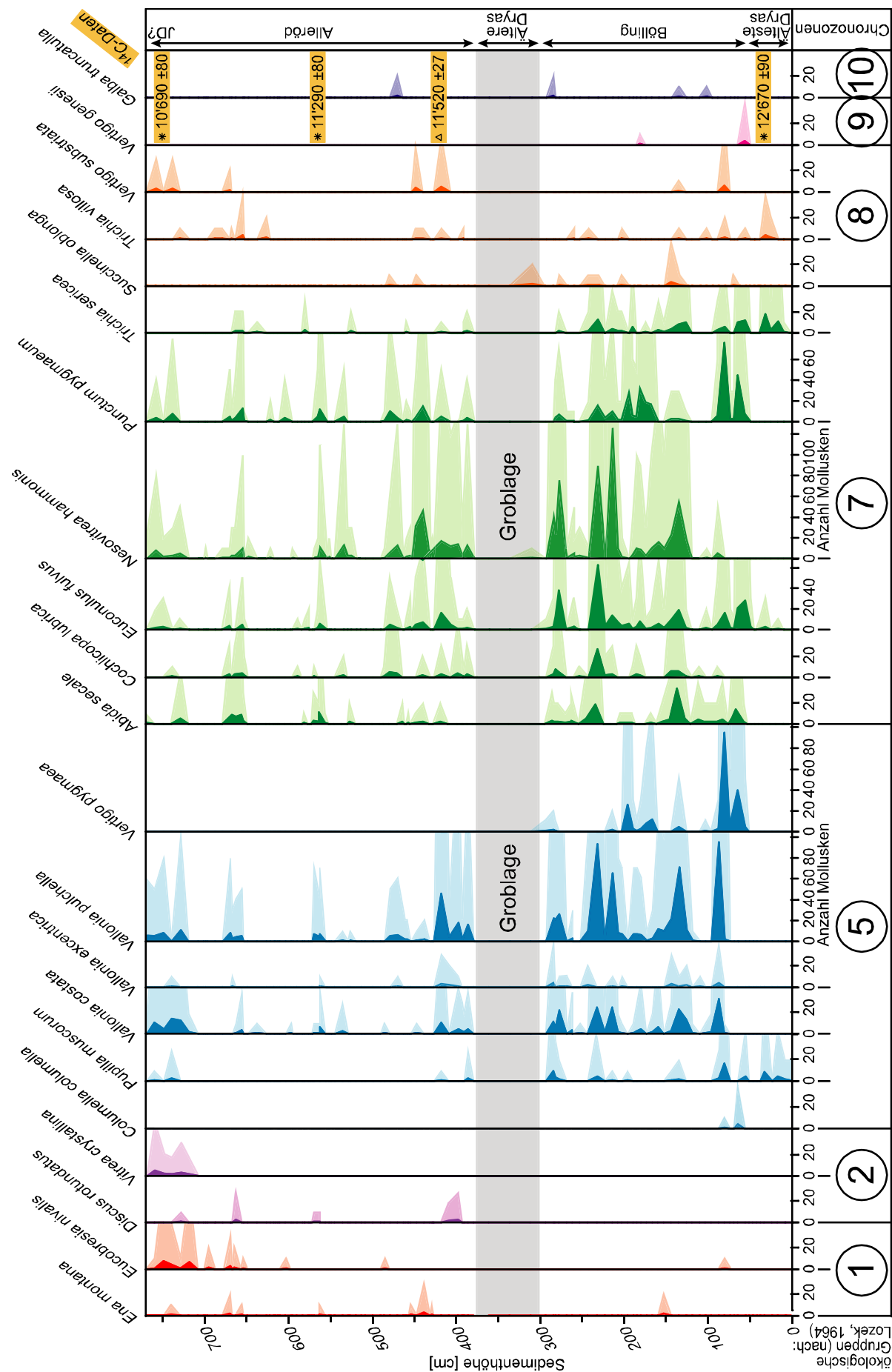


Abbildung 6-9: Unterschiedliche Gehäuseformen spätglazialer Mollusken. Die Grösse der Gehäuse übersteigt bei den wenigsten Arten 3 mm (Bilder: Eigene und www.mollusken-nrw.de).

Die ökologische Gruppe 7 umfasst Arten mit der Fähigkeit unterschiedlichste Standorte (Wald, Steppe, Felsen etc.) zu bevölkern. Ausserdem besitzen sie entweder keine Feuchtigkeitsansprüche (*Euconulus fulvus*) oder sie bevorzugen mittelfeuchte Standorte (*Cochlicopa lubrica*).

Die Gruppe 8 tritt durchwegs nur vereinzelt auf. Sie beinhaltet Arten, welche sich bevorzugt auf feuchten Standorten aufhalten, jedoch nicht an Sumpf- oder gar Wasserstandorte gebunden sind. Nur sehr selten treten Vertreter der Gruppen 9 und 10 in Erscheinung. Sie besitzen hohe Feuchtigkeitsansprüche (Gr. 9) oder sind gar als reine Wasserarten (Gr. 10) zu bezeichnen.

Abbildung 6-10 (Seite 35): Das Molluskenspektrum der Fundstelle Gänziloo unterteilt in ökologischen Klassen (nach: Ložek, 1964) und dargestellt bezüglich der Sedimenthöhe. Die bereits mehrfach erwähnte Groblage wird aufgrund verschiedenster Hinweise (Bsp.: Pollen) als Grenze zwischen Bölling und Alleröd festgelegt. Die dunklen Flächen symbolisieren die tatsächliche Anzahl der bestimmten Molluskengehäuse. Um kleine Fundmengen besser darstellen zu können, ist die mit dem Faktor 10 multiplizierte Anzahl hell hinterlegt (analog zu den Pollendiagrammen). Erneut dargestellt sind auch die ^{14}C Datierungen der Molluskengehäuse (*) und des Holzstückes (Δ).



6.2.4 Stabile Isotope

Als weitere Informationsquelle spätglazialer Umweltveränderungen wurden die Isotopenverhältnisse der Molluskengehäuse bestimmt. In Abbildung 6-11 sind die Messresultate des $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ der beiden Gattungen ersichtlich. Als Orientierungshilfe sind analog zu den Abbildungen 6-7 und 6-10 die ^{14}C Datierungen und die vermutete Zeitskala ersichtlich.

Die Beprobung der beiden Molluskengattungen konnte aufgrund der Fundsituation teilweise nicht auf derselben Sedimenthöhe stattfinden. Sie zeigen gute Übereinstimmungen in ihren $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Verläufen. Auf die Groblage folgt gegen oben hin ein stetig abnehmender Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ Werte, wohingegen die $\delta^{13}\text{C}$ Werte ein relativ konstantes Niveau aufweisen. Allerdings scheint zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ Werten beider Gattungen ein Versatz von ca. 1‰ erkennbar.

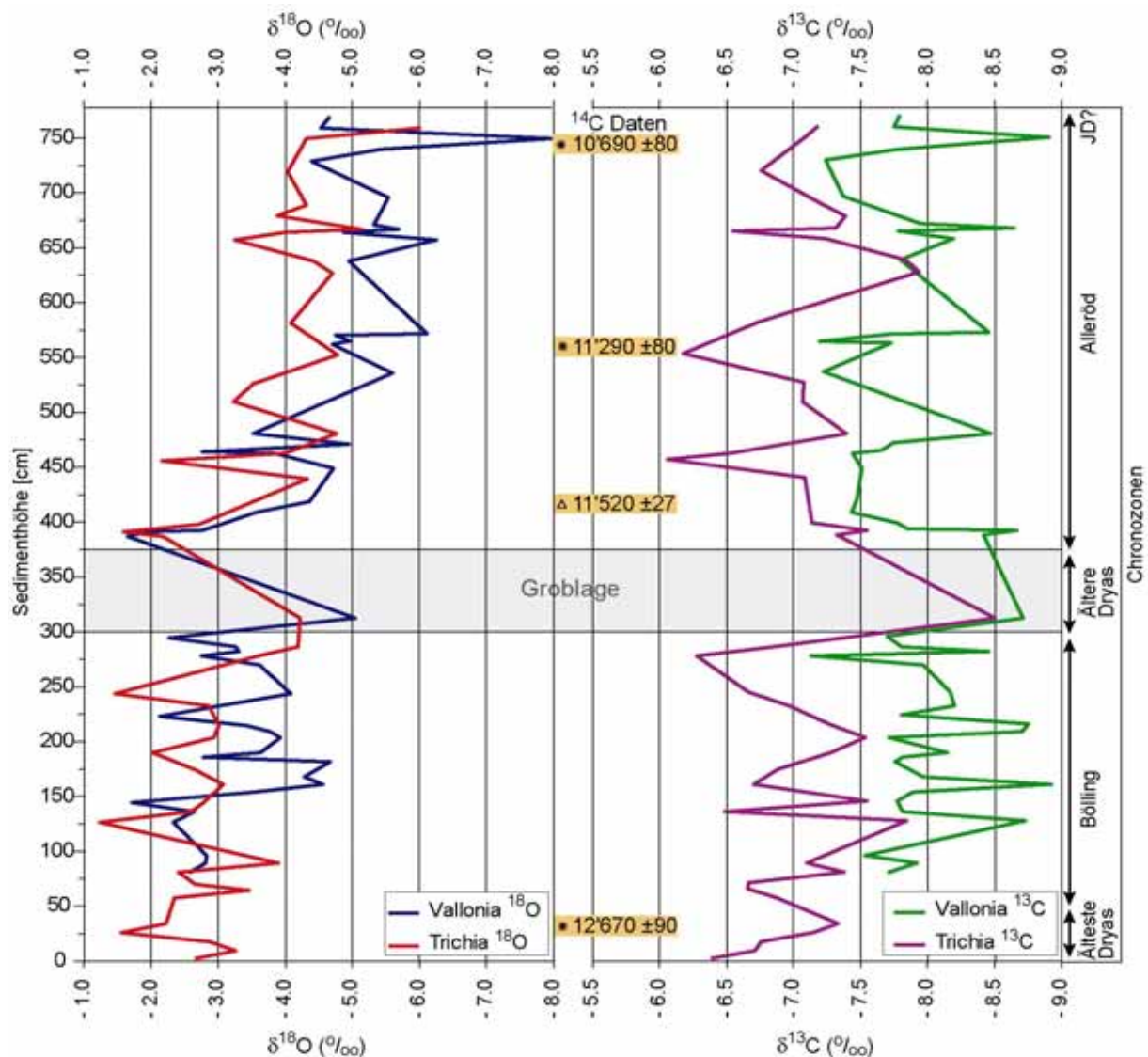


Abbildung 6-11: Das Isotopendiagramm der Molluskengehäuse zeigt links die $\delta^{18}\text{O}$ Werte und rechts jene des $\delta^{13}\text{C}$. Die beiden Gattungen (*Vallonia* sp. und *Trichia* sp.) zeigen zeitweise hohe Übereinstimmungen. Zu beachten ist, dass die Beprobung der beiden Arten nicht stets auf derselben Sedimenthöhe durchgeführt werden konnte. Dies führt zu fiktiven, visuellen Gegenläufigkeiten

Einzelne Ereignisse lassen sich neben dem generellen Trend ebenfalls identifizieren. Am Auffälligsten ist wohl der in allen vier Kurven negative Peak innerhalb der Groblage (Sedimenthöhe = 300 - 375 cm). Allerdings ist in diesem Bereich des Profils die Auflösung aufgrund der geringen Molluskenfunde ungenügend.

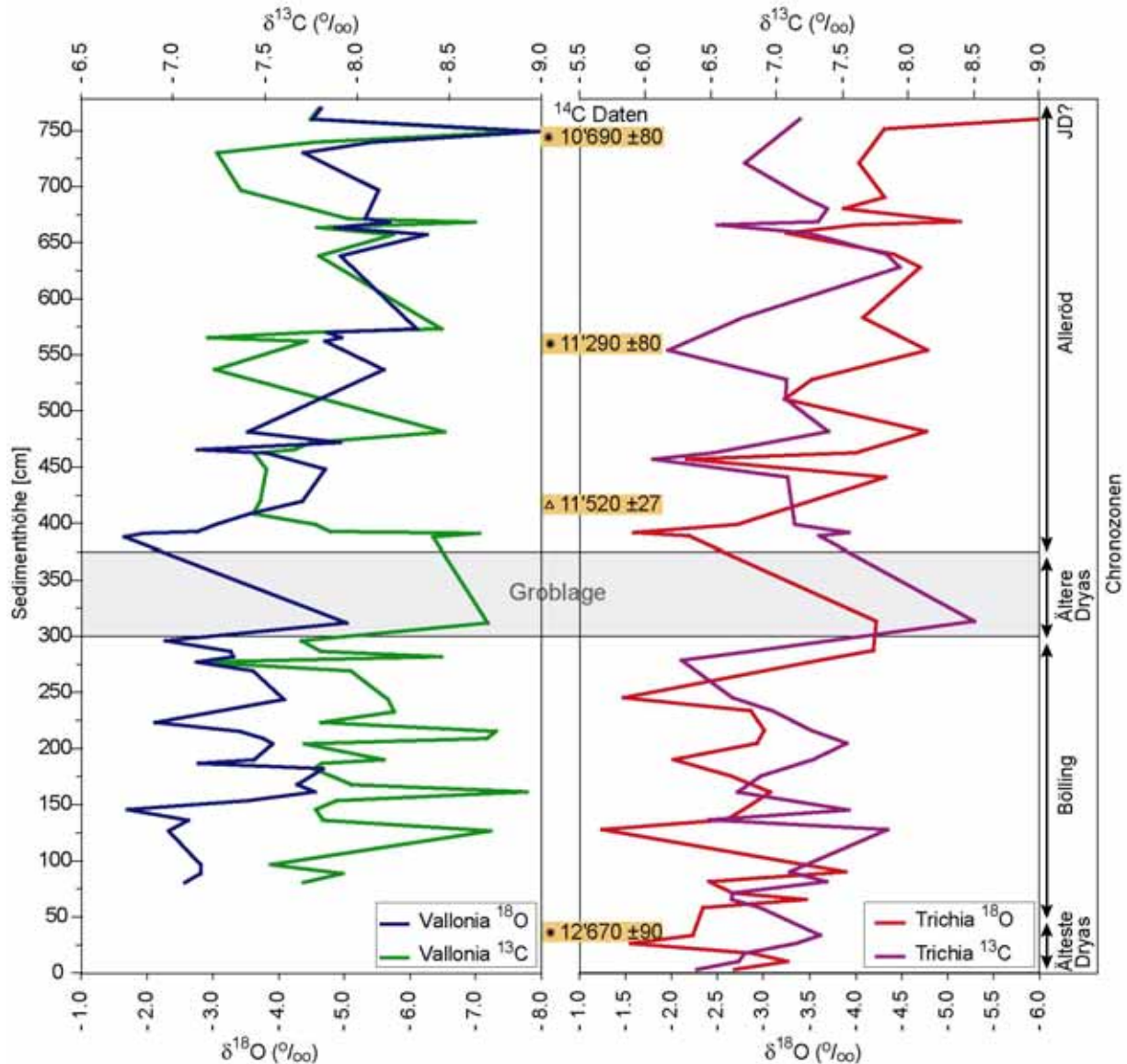


Abbildung 6-12: Die $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werte derselben Gattung im Vergleich (links: *Vallonia*; rechts: *Trichia*).

Der gattungsinterne Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Werte fällt etwas durchgezogen aus. Lassen sich speziell in den höher gelegenen Schichten (450 – 750 cm) verschiedene Bereiche mit guter Übereinstimmung ausmachen (insbesondere bei *Vallonia* sp.), so treten in den tieferen Lagen (0 – 300 cm) oftmals Gegenläufigkeiten zwischen den beiden Isotopen auf. Den markanten Trog bei einer Sedimenthöhe von 300 - 375 cm zeigen die Isotope beider Arten sehr ausgeprägt.

PAPER I

Submitted to:

BOREAS

November 27, 2006



An international journal
of Quaternary research

Environmental change during the Allerød and Younger Dryas reconstructed from Swiss tree-ring data

Matthias Schaub^{a,b,*}, Klaus Felix Kaiser^{a,b}, David Charles Frank^a, Ulf Büntgen^a, Bernd Kromer^c and
Sahra Talamo^c

Abstract

Annually resolved tree-ring width variations and radiocarbon ages were measured from a collection of 120 Lateglacial pine stumps excavated on the Swiss Plateau. These data extend the absolutely dated Central European tree-ring chronology by 183 years back to 10,644 BC and also yield a 1420-year floating chronology covering the entire Allerød and the early Younger Dryas (14,170-12,750 yr cal BP). Radiocarbon data suggest a 250 year jump in the ¹⁴C reservoir correction around the time of the Allerød-Younger Dryas transition; although calendric dating of the floating chronology – by filling a ~150 yr. gap – is necessary for confirmation. Various sub-groups, based on the year of germination, were used to assess temporal changes in growth characteristics along the Allerød-Younger Dryas transition. Comparison of these Lateglacial data with a reference dataset of living and historic pines from the Swiss Valais (AD 940-2000) revealed differences in both growth trend and level. The generally slower Lateglacial growth was likely influenced by higher geomorphic activity and severe climatic conditions. After removal of the biological age-trend, a strong common signal found in the tree-ring data suggests some skill in estimating inter-annual to multi-decadal Lateglacial climatic variations.

^a Swiss Federal Research Institute WSL, Zuercherstrasse 111, 8903 Birmensdorf, Switzerland

^b Department of Geography, University of Zurich, Winterthurerstrasse 190, 8057 Zurich, Switzerland

^c Heidelberg Academy of Sciences, INF 229, 69120 Heidelberg, Germany

*Corresponding Author: Matthias Schaub

Tel.: +41 44 739 2213

Fax: +41 44 739 2215

E-mail: matthias.schaub@swissonline.ch

1 Introduction

Various global climate models predict an anthropogenic forced rise in air temperatures of about 1.4 to 5.8°C by the end of the 21st century (e.g., Stainforth et al., 2005). The last period of natural forced large-scale climate change of a similar amplitude and rate is reported for the Lateglacial around 14,650 to 11,650 ice-core years BP (Rasmussen et al., 2006). This period represents the transition from the last glacial maximum (LGM) to the early Holocene and was characterized by large and rapid changes in temperature and precipitation (Birks und Ammann, 2000; Bard, 2002; Denton et al., 2005; EPICA, 2006, and references herein). In contrast, Holocene climate variability is reported to be relatively stable (e.g., Mayewski et al. 2004). The reconstructed range of Lateglacial decadal-scale swings in annual mean temperatures during the Allerød-Younger Dryas transition is quantified to be 3 to 6°C (Croope et al., 1998; Ammann et al., 2000; Lotter et al., 2000). Inferences on past environmental collapses or adaptations triggered by such rapid changes will increase our understanding necessary to anticipate future modifications of the earth climate system (IPCC, 2001; NCR 2006). To assess and increase knowledge on such rapid Lateglacial to early Holocene climate fluctuations, well-dated proxy archives of high-resolution are required.

For Central Europe, this Lateglacial episode of unstable climate conditions is reflected in various archives of commonly lower resolution, i.e., decadal to centennial-scale (Magny et al., 2006). Palaeoclimatic analyses of glaciological features such as snow-line depressions (Maisch, 1995), speleothems (Wurth et al., 2004), stratigraphic deposits in high-elevation firn fields (Wagenbach, 1989) and lake sediments, particularly through the development of isotopic (Eicher, 1979), pollen (Wick, 2000), cladoceran (Lotter et al., 2000), and chironomid time-series (Heiri und Lotter, 2005), can reveal past variations in temperature. Such proxy data have the advantage to be fairly abundant and, at the same time, continuously extend into the last glacial period, however, there is a limitation (Petit et al., 1999). Since most of these archives are not highly resolved, they cannot be used to independently pinpoint rapid environmental changes of inter-annual scale, and in most cases not even within decadal precision. Dating uncertainties from standard measurement biases are further complicated in the case of radio-carbon dating by plateaus or even reversals in the calibration curve (Reimer et al., 2004).

Annually resolved time-series of radial tree-ring growth overcome such resolution problems, and thus are regarded as reliable evidence for a precise age determination and ^{14}C calibration (Reimer et al., 2004). In addition to the possibility of annual dating, measurements of tree-ring width (Fritts, 1976), density (Schweingruber et al., 1979) and stable isotopes (e.g., Treydte et al., 2006) have been widely used to robustly reconstruct climatic variations during past centuries to millennia (Jones und Mann, 2004). Some few studies even used tree-ring data to reconstruct climate variability during the LGM to Holocene transition (Schaub et al., 2007), and 50,000 years ago during the Eemian-interglacial (Roig et al., 2001). Despite these advantages of tree-ring data, the preservation of environmental changes is complicated by an almost universal decrease of ring width and density with tree-age (e.g., Fritts, 1976). This so-called age-trend can depend on ecological factors, but may be reasonably constant for a given species, site and region (Esper et al., 2003). In inferring climate-related variability, any age-trend acts as a significant fraction of noise and therefore needs to be removed prior to any dendroclimatic interpretation can be made. This technique is known as standardization or detrending (Fritts, 1976). The ability to reconstruct low frequency fluctuations from tree-ring datasets, which are significantly longer than the mean of the individual measurement series, however, is particularly challenging (Briffa et al., 1992; Cook et al., 1995; Briffa et al., 1996; Esper et al., 2003). The preservation of such long-term

trends depends upon the design (i.e., sample replication and temporal distribution) of the dataset used (Esper et al., 2003; Melvin, 2004; Büntgen et al., 2005; Büntgen et al., 2006).

Over the past decades, various studies have continuously worked on extending the absolute dated ultra-long European tree-ring chronologies back in time (see references herein). The Hohenheim Oak Chronology (HOC) composed of more than 4000 oak samples from several river valleys in southern Germany spans back to almost 10,000 yr cal BP (Becker, 1993). Corrections with respect to the chronology from Göttingen, spanning back to 9147 cal BP (Leuschner, 1992), and a combination of additional samples resulted in an extension back to 10,429 yr cal BP (Spurk et al., 1998). A combination of the HOC and the Preboreal Pine Chronology (PPC; Friedrich *et al.* 2004), as well as the inclusion of new samples further extended the calendar dated chronology back to 12,410 yr cal BP, which corresponds to 10,461 yr BC (Friedrich et al., 2004). This compilation represents a unique dataset, developed by many researchers from different institutes and countries (Fig. 2A). Following a general rule in palaeoclimatology, the oldest part of the chronology is also the least robust, as the first 85 years consist of only 2 trees from Zurich-Wiedikon (hereafter abbreviated to as ZHW1) (Kaiser, 1993). ZHW1 has a 130 year overlap with the Cottbus chronology from eastern Germany (Spurk et al., 1999; Friedrich et al., 2004), which has been crossdated to the PPC. We previously introduced some new tree-ring findings from Gaenziloo and Landikon near Zürich, Switzerland, developed some short chronologies, and provided first interpretation (Schaub, 2003; Schaub et al., 2005; Schaub et al., 2007).

In addition to the absolutely dated tree-ring data, some floating (i.e., a continuous tree-ring time series perhaps linked approximately in time by radiocarbon dating) Lateglacial chronologies from Daetttau, Switzerland (Fig. 1) were developed by (Kaiser, 1979, 1993). Similar floating chronologies also exist for Germany, northern Italy (Friedrich et al., 2001; Friedrich et al., 2004), and southeastern France (Miramont et al., 2000).

Here we seek to contribute to a more detailed understanding of annually resolved environmental variations during the Lateglacial to early Holocene episode by (i) extending the absolutely dated European pine chronology back to 12,593 yr cal BP (10,644 yr cal BC), (ii) improving the early radiocarbon calibration curve through new ^{14}C measurements, (iii) analyzing pine growth-trend changes along the chronology, and (iv) reconstructing decadal-scale environmental fluctuations of the Allerød to early Holocene interval (~14,200-11,600 BP).

The paper is structured as follows: geographical settings, data and methods are introduced in chapter 2. Results on chronology extension, radiocarbon dating, growth-trend analysis, and environmental variations inferred from tree-ring data are described in chapter 3. A general discussion of the results follows a similar order and we close this paper with some brief conclusions.

2 Data and methods

2.1 Geographical settings

The four study sites considered herein, Gaenziloo (GAE), Landikon (LAN), Zurich-Wiedikon (ZHW) and Birmensdorf (BIR) are all located on the Swiss Plateau in the greater area of Zurich (Fig. 1). These sites are situated within a distance of 6 km from each other and between 430 to 500 m asl in the Sihl and the Reppisch valleys on both slopes of the Uetliberg (873 m asl). Today, mean climatic conditions of this northern pre-Alpine region are classified as (Veit, 2002). During the last ice age, however, conditions were much more severe and the Uetliberg was a nunatak, mainly composed of upper freshwater molasse (UFM), situated between the Linth-Rhine and Reuss glaciers (Schaub, 2003; Schaub et al., 2007). The two canyon-like valleys were carved into the UFM as drainage channels by

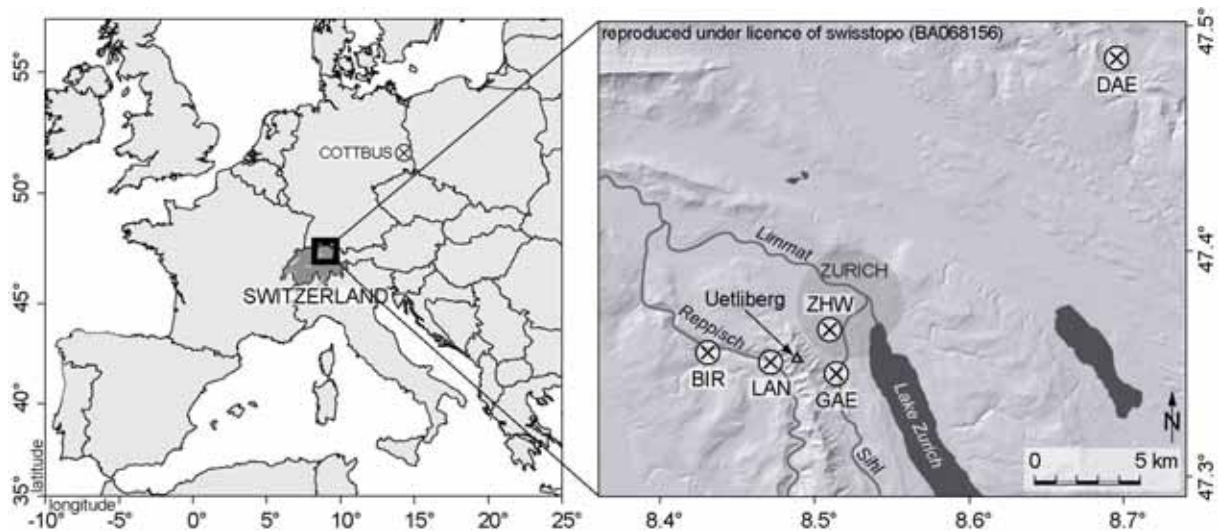


Fig. 1. Location of the original study sites Landikon (LAN), Gaenziloo (GAE), Birmensdorf (BIR) and Zurich-Wiedikon (ZHW) at the Uetliberg near Zurich, Switzerland, Daettinau (DAE) and Cottbus (see overview).

glacial melt water at the transition into the Lateglacial. High-energy mass movements and landslides from the upper parts of the slopes filled such local channels after the melt-water pulse subsided. Subsequently, alluvial soil of clayey, silty and sandy sediments originating from the UFM bedrock were deposited by slower but more continuous geomorphic processes, allowing first herbages (e.g., true grasses, sedge and aster) and a pioneer vegetation (e.g., pine, birch, juniper, willow, sea buckthorn) to be re-established at the valley bottom and along generally lower portions of the slopes. The re-forestation process, itself taking place during periods of lowered geomorphic activity, caused a further reduction in sedimentation rates. During such periods of relatively stable environmental conditions, adult trees were buried by continuous but varying sedimentation rates of predominantly loamy soil (Schaub *et al.*, 2005). Such continuous accumulation of water-saturated sediments most likely affected the formation and succession of even climax vegetation. In this regard, Kaiser (1993) and Schaub *et al.* (2007) described a clear relationship between the depth of tree root coverage and the timing of tree death.

During the last decade, several construction sites within the greater area of Zurich recovered various sites of Lateglacial pine stumps (Kaiser, 1993; Müller, 2000). Due to particular ecological and sedimentary circumstances of these sites (e.g., slope decline, exposition, sedimentation processes), fossil pine stumps were excavated, but other macro-remains such as trunks and branches were not found. Similar results were found in Finland, when pines were buried by aggrading sand (Hekkinen und Tikkanen, 1987).

A pioneering study by Escher (1911) described various loam-pits located on both slopes of the Uetliberg near Zurich (Fig. 1), which were dated back to AD 1540. These loam-pits included hundreds of upright standing pine stumps with dimensions of 50 to 150 cm in height and 20 to 50 cm in diameter (Grossmann, 1934).

2.2 Sample collection, processing and radiocarbon dating

All fossil pine (*Pinus sylvestris* L.) stumps derive from the Gaenziloo (n=71) and Landikon (n=41) sites (Schaub *et al.*, 2007), as well as from the two sites, ZHW (n=5) and BIR (n=2), previously described by Kaiser (1993). These sites are located close to the Uetliberg (Fig. 1). Pines were sampled by

cutting disc cross-sections at different stump heights. The lowermost disc samples were taken just above the root system, thereby allowing determination of the trees germination date, while higher disc samples were taken to obtain ring-width sequences less prone to any irregularities or eccentricities from root disturbances (Schaub et al., 2005; Schaub et al., 2007). Annual variations in tree-ring width were measured on a Lintab measurement stage at 0.01 mm resolution using the program TSAP (Rinn, 1996). Two radii were measured per disc, with two discs measured per tree. The four measurement series obtained per individual were then synchronized on a light-table, their dating checked using *t*-values (test for correlation significance) and the Gleichlaeufigkeit (Glk) parameter (for details see Rinn, 1996), and finally screened for missing rings using the program COFECHA (Holmes, 1983). All four tree radii were averaged together forming tree mean series, which were subsequently averaged together on a site-by-site basis into chronologies.

The ^{14}C content of numerous wood samples was measured (Schaub et al., 2007), both facilitating the initial tree-ring synchronization and also providing data to contribute to the absolutely dated radiocarbon calibration curve. Wood samples (mostly containing exactly 10 successive annual tree-rings) were processed in the Heidelberg Radiocarbon Lab. These subsets were pre-treated in a modified AAA procedure and combusted to CO_2 in a Parr bomb. CO_2 gas was purified and counted for 10 days in gas counters (Kromer und Münnich, 1992). The variable content of ^{14}C in the atmosphere is preserved in the tree rings, but complicates the calibration of radiocarbon ages into calendar years. The INTCAL04 reference dataset is generated by both tree-ring data (0-12.4 kyr cal BP) and data from marine records, such as corals and foraminifera (12.4-26 kyr cal BP) (Reimer et al., 2004). The fluctuations of atmospheric ^{14}C content allows floating series of radiocarbon dates to be fit by “wiggles matching” to a reference dataset (Ramsey et al., 2001). The floating chronologies in this study were dated relative to each other using ^{14}C -data, with positions refined through wiggle-matching (Figs. 2, 3). All ^{14}C ages presented herein are given relative to AD 1950.

The high-precision ^{14}C ages rely upon on ring position determined in the chronology and relative to the Cariaco ^{14}C dataset (Hughen et al., 2000). The radiocarbon calibration dataset (IntCal04) is based on marine radiocarbon data beyond 12,400 cal BP (Reimer et al., 2004). Compared to the atmospheric ^{14}C level, the marine ^{14}C data from the Cariaco sediments or from corals, both originating from a mixed layer, depend on the rate of gas exchange (atmosphere-ocean) as well as the oceanic circulation (Kromer et al., 2004). In an attempt to account for such influences, a reservoir correction has been applied. For terrestrial calibration the marine ^{14}C ages have been adjusted by 400 years in the Younger Dryas; prior to this time period a correction of 650 years is used. See Kromer *et al.* (2004) and the discussion below (chapter 4.1) for more details about possible shifts in the marine reservoir correction.

2.3 Growth-trend analyses

To understand tree-growth as a function of time, i.e., to detect temporal changes of the growth-trend behavior from the Allerød to the Younger Dryas - Holocene transition, the original dataset of 120 mean measurement series was separated into 14 subgroups, herein referred to as S1-S14 (Fig. 4A). This classification, based on the trees germination date and considering pith offset estimations, resulted in a compromise between the number of possible subgroups, and their individual replication. To ensure a robust calculation of the subgroups specific growth-trend patterns, analyses were based on at least 24 radii (six or more trees). For each temporal subgroup (S1-S14) the individual series were aligned by their cambial age; that is, aligned by their birthday instead of calendar year to assess the age related trends. The arithmetic mean of the age-aligned series, the so-called regional curve (RC), describes the age-trend characteristic for a given subgroup (for details see Esper et al., 2003).

To improve the robustness of such RCs, yet still provide insight into temporal changes of RC characteristics, six larger groups (G1-G6), each representing a different fragment of the Allerød to Younger Dryas transition were created (Fig. 4B). Mean segment length (MSL) and average growth rate (AGR) calculated for each subgroup, provide information on data composition through time. Segment length (SL) and mean cambial age (MCA) of the full dataset including 120 trees, are used to describe fluctuations in stand dynamics from the Allerød to Younger Dryas (Fig. 4C).

A more recent pine reference dataset from the Swiss Alps was utilized for comparison between the Lateglacial growth-trend patterns and those observed over the past millennium (Fig. 4D). This compilation of 186 living and historic series spans the AD 940-2000 period, was collected by M. Schmidhalter in the Swiss canton Valais, primary in the Rhone valley ~1000 m asl, and is generally representative for climate sensitive pine growth within the greater Alpine region (Frank und Esper, 2005a, b).

2.4 Environmental signal detection

To further detect annually resolved environmental signals embedded within the raw measurement series, individual spline detrending was applied to remove long-term growth trends, thought to be induced by non-climatic influences, such as aging and/or site ecological effects (Fritts 1976). An adaptive power transformation was first applied to eliminate heteroscedastic behavior of the raw tree-ring measurements (Cook und Peters, 1997). To retain inter-annual to multi-decadal scale variations, relatively stiff 300-year cubic smoothing splines (Cook und Peters, 1981) were fit to the power transformed series, and residuals between the measurements and splines were calculated. Note that even though the detrending technique applied herein retains some mid-term fluctuations, the approach of individually fitting a spline to each series, however, eliminates signals on wavelength longer than the series mean segment length (details in Cook et al., 1995). All detrended series were averaged to form chronologies using a biweight robust mean (Cook, 1985). The number of samples per year and the cross-correlation coefficient between all measurements was used for variance stabilization of the chronologies to avoid changes in variance related to changes in sample depth but not for changes in the inter-series correlation (Osborn et al., 1997; Frank et al., 2007). For signal strength assessment (Wigley et al., 1984; Cook und Kairiukstis, 1990), the inter-series correlation ($Rbar$, $[\bar{r}]$) and the expressed population signal (EPS) were computed over 30 year windows lagged by 50% (Fig. 5). For detrending, chronology development and statistical analysis, we used the program ARSTAN (Cook, 1985). For illustration, all chronologies were 20-year low-pass filtered.

To understand the occurrence of external forcing as a function of time, i.e., to detect common growth variability from the Allerød to the Younger Dryas, we separated the original dataset into subgroups S1-S14 (Fig. 5A). This classification was based on earlier decisions introduced in chapter 2.3. For each temporal subgroup (S1-S14) a so-called sub-chronology was then developed. To provide a more robust picture of Lateglacial environmental variability (Fig. 5B), four well replicated mean chronologies spanning differing time-windows were utilized (for details see also chapter 3.1).

3 Results

3.1 Chronologies and calendar dates

Tree-ring series from Birmensdorf and Gaenziloo were successfully cross-dated with each other and their mean to the ZHW1 chronology. We refer to this new collection of 20 measurement series from 5 trees as the Younger Dryas B (YD_B) chronology (Fig. 2B). The YD_B chronology is composed of 3 series from Gaenziloo and 2 from Birmensdorf and spans 412 years. The internal cross-dating of this material both visually and statistically was possible due to the strong common signal and long periods of overlap. The mean Gleichläufigkeit (Glk) and the t-values after Baillie-Pilcher (t_{BP}) and Hollstein (t_H) of the YD_B chronology are 65.5%, 6.8 and 6.4. Accordingly, the YD_B chronology extends the absolute tree-ring chronology by 183 years to 12,593 cal BP (10,644 cal BC). This dating is supported by a high statistical relationship between the YD_B and ZHW1 chronologies (Glk=62%, t_{BP} =4.7 & t_H =4.4) and independently confirmed by the ^{14}C age determinations (see Fig. 3B). Thus, we here present the oldest absolutely dated wood samples worldwide.

Dendro sample ID	Subsample ring no.	Dendro-age (cal BP)	^{14}C lab. ID	^{14}C age BP	Error (1 sigma)
G 27	59 - 68	12,535 - 12,526	Hd25008	10,579	33
G 102	95 - 104	12,480 - 12,471	Hd25006	10,518	26
G 27	148 - 167	12,446 - 12,427	Hd22000	10,449	29
G 34	193 - 202	12,395 - 12,386	Hd25067	10,433	25

Table 1: Radiocarbon data and corresponding dendro-ages of the fossil trees from chronology YD_B.

Four samples taken from three different trees included in the YD_B chronology were radiocarbon dated (Table 1). Using the dendrochronological data and the known number of calendar years between different ^{14}C measurements, better estimates of the age may be obtained via wiggle-matching than are possible from non-crossdated tree-ring material. Via wiggle-matching with the Cariaco calibration dataset (Hughen et al., 2000), the dating of the YD_B samples was estimated to lie within the time-window of approximately 12,600 to 12,400 yr cal BP (Fig. 2C). The calibration curve displays various ^{14}C age plateaus and inversions during this time (Fig. 3), which complicates absolute dating in the absence of cross-dating. The radiocarbon data do, however, provide independent support for the dendrochronologically determined position.

In addition to YD_B, two other chronologies (YD_A and YD_C) of Younger Dryas age were built. Both chronologies are wiggle matched to the Cariaco reference dataset. YD_A is composed of 9 trees from Gaenziloo. The 212 year long dataset is radiocarbon dated to an age of approximately 12,800 to 12,600 cal BP (Fig. 3). No other European terrestrial archive of annual resolution is available during this Lateglacial period. The oldest trees of YD_A germinated during the first portion of the Younger Dryas, which was characterized by the onset of generally colder conditions around 12,850 cal BP (Rasmussen et al., 2006).

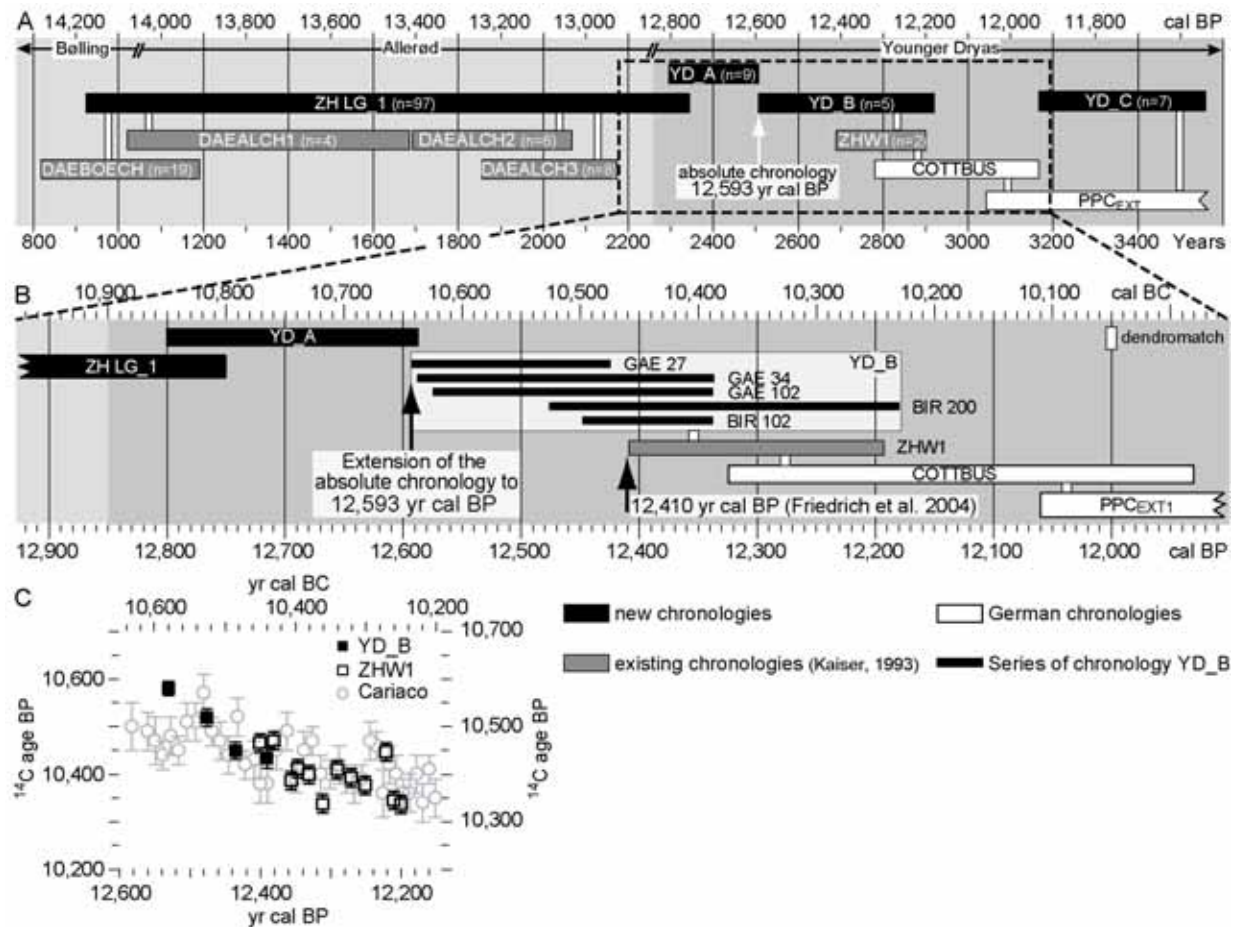


Fig.2. A) Overview of the new (black), the existing Swiss (grey, Kaiser, 1993) and the German (white, Friedrich et al. 2004) Lateglacial tree-ring chronologies. The replication is shown in parenthesis and crossdated chronologies are indicated by vertical white bars. B) The new extension of the absolute tree-ring chronology back to the year 12,593 cal BP, based on the age determination of ZHW1 from Friedrich et al. (2004). C) ^{14}C ages of the new absolute chronology (YD_B, closed black squares; ZHW1, open black squares) in relation to Cariaco reference dataset (Hughen et al., 2000).

YD_C includes 7 series from three different sites near the Uetliberg (LAN=3, ZHW=3, GAE=1) and spans 393 years. It is dated by both radiocarbon ages and to a calendar year by tree-ring cross-dating to 11,930 to 11,538 yr cal BP. This absolutely dated material extends into the Preboreal, which starts around 11,570 cal BP (Friedrich et al., 1999), and provides additional representation from the Swiss plateau for environmental conditions during this time.

The longest currently existing Lateglacial tree-ring chronology (ZH LG_1) consists of 97 series from Gaenziloo (n=53) and Landikon (n=44). Even though, this floating chronology crossdates with the former chronologies DAEALCH1 to 3 and DAEBOECH, it is so far not calendrically dated (Fig. 2A). From this material, however, almost 100 radiocarbon ages from 42 different trees were obtained (Fig. 3A). Via wiggle-matching, ZH LG_1 fits into an age range of 12,150 to 10,610 ^{14}C years BP which is equal to approximately 14,170 to 12,750 years cal BP. In this period, the gradient of the Cariaco dataset fits well to the one of the tree rings, assuming a reservoir correction of 650 years (Kromer et al., 2004); although a short data gap exists (Fig. 4A).

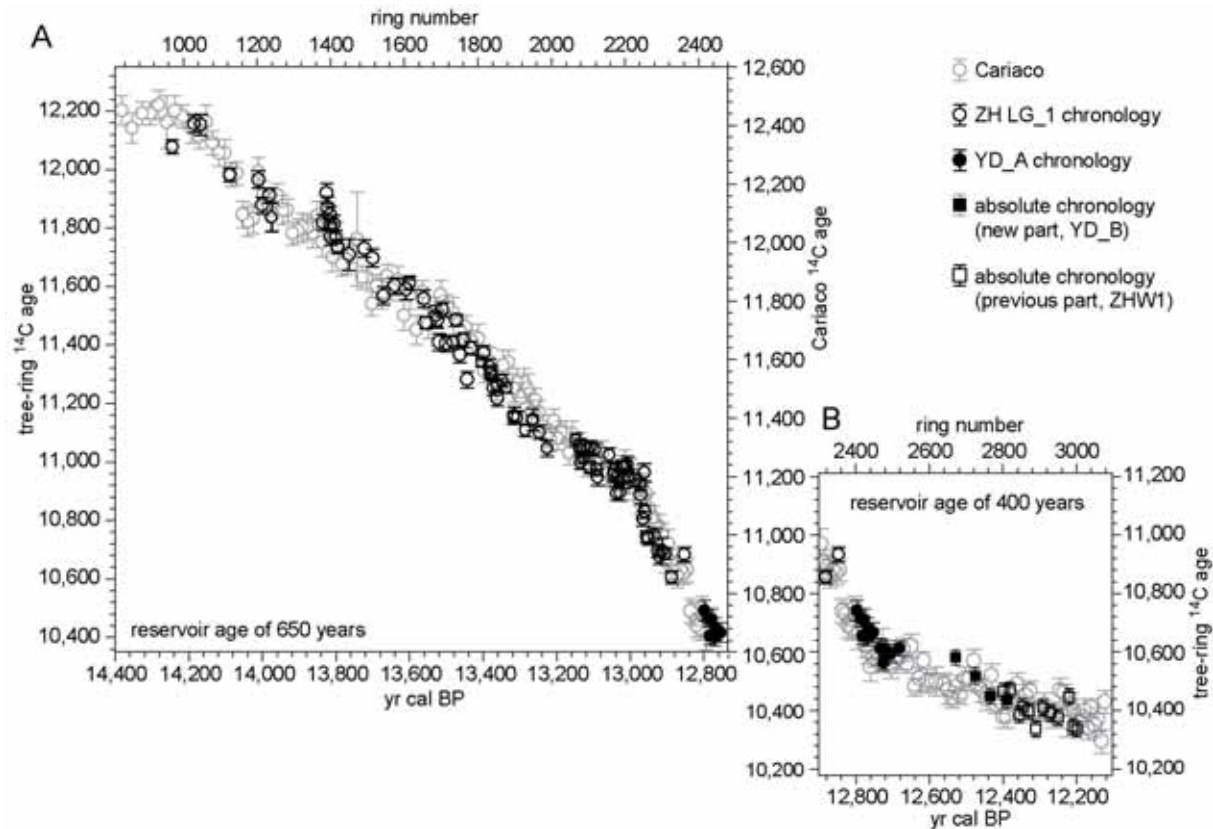
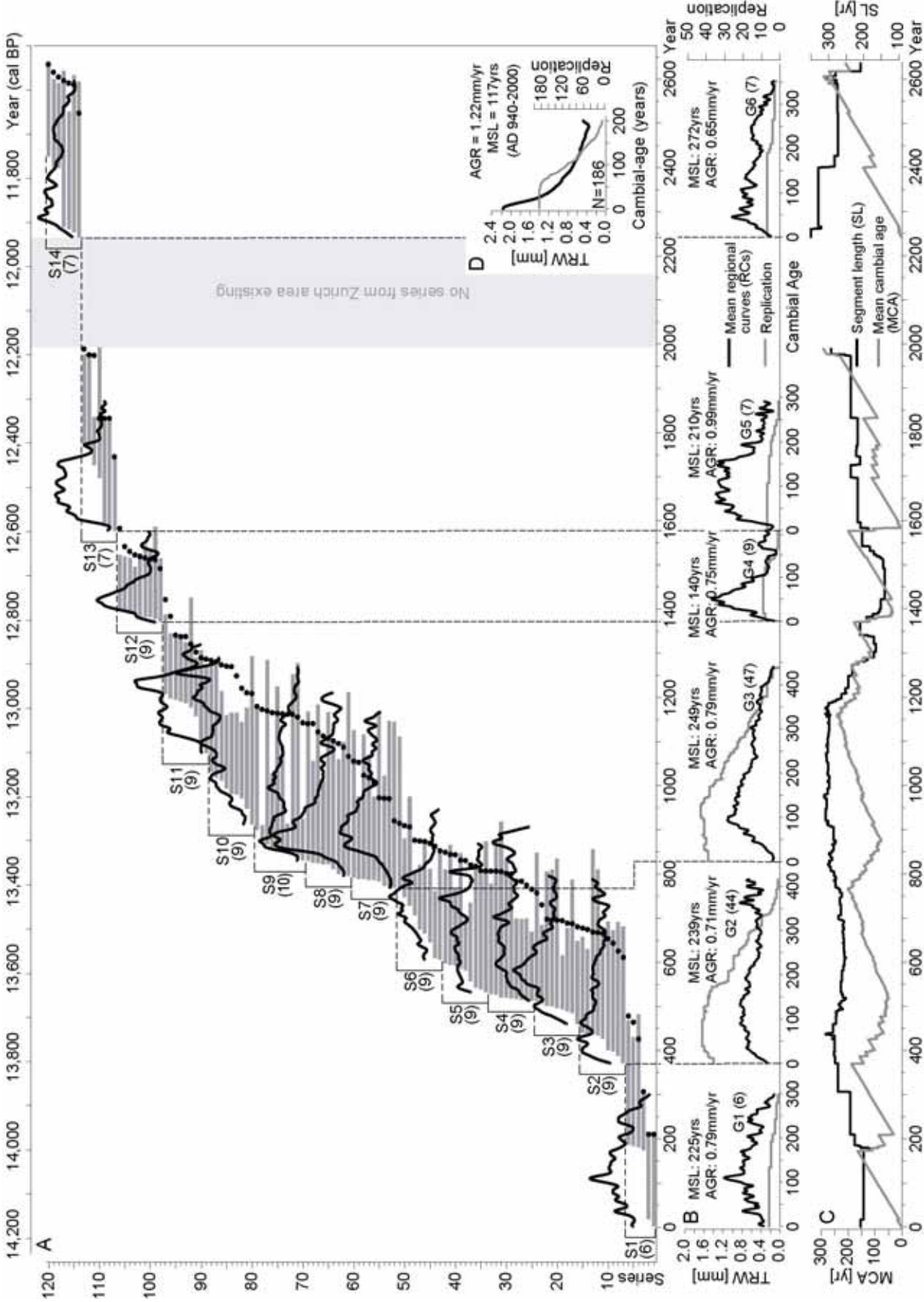


Fig. 3. ^{14}C ages of the new pine chronologies ZH LG_1 ((A), open black circles), YD_A ((B), closed black circles) and of the absolutely dated chronology YD_B ((B), squares) are presented. They are shown in relation to ring number (top scale), to Cariaco mixed-layer ^{14}C ages (open grey circles) (Hughen et al., 2000) and to the years cal BP (bottom scale). Vertical bars reflect the σ -error of the radiocarbon age determinations. The left (A) and right (B) vertical (^{14}C age) scales are related to the age of the tree-ring chronologies and the central vertical scale to those of the Cariaco dataset.

3.2 Growth-trend patterns

The entire dataset, consisting of the ZH LG_1, YD_A, YD_B, ZHW1 and YD_C chronologies has been dated to cal BP years either to the calendar year by cross-dating or approximately by wiggle matching (Figs. 2A, 3). The age-aligned series of the 14 subgroups display the spreading of the Late-glacial forest, because of the sampling technique used: pith age equal to germination age. Similarly the dataset arranged by the die off dates is symbolized by black dots (Fig. 4A). Both periods of high tree mortality (e.g., 13,500 cal BP) and some of high germination rates (e.g., 13,400-13,350 cal BP) are revealed and provide clues to sedimentation activity and likely also to climatic variations.

Fig. 4. (page 48) (A) Temporal distribution of the 120 Lateglacial pine series (horizontal grey bars) from Landikon, Gaenziloo, Birmensdorf and Zurich-Wiedikon. Black dots indicate the series distribution arranged by their outermost ring. The RC's of the 14 subgroups are indicated by black lines and 20 (10) year low-pass filtered (Fig. 4A (4B)). (B) S2 to S11 were divided into early (G2) and late (G3) Allerød subgroups, herein separated by dashed lines. (C) Mean cambial age (MCA) and segment length (SL) are shown for each year along the entire dataset. (D) The RC of a recent reference dataset is presented.



Depending on their temporal position, the Lateglacial pine subgroups show differently shaped RCs. There are similar curve progressions and absolute growth values detectable. The RC of the subgroup S1 is fairly similar to the one of the mean Allerød RC presented in Schaub et al. (2007), showing an arched curve that shows trees reach maximum radial growth after approximately 100 years, followed by a slow decrease. For the first part of the Allerød (13,800-13,400 cal BP) the RCs tend to be more linear in nature, however, subgroups S7 to S9 are more unique. For the first 70 years, they show a very steep increase in radial growth and reach the highest values of absolute growth for any of the Allerød or Younger Dryas RC's. S10 and S11 are again of different shape with a moderate increase followed by an abrupt decrease at the year 12,900 cal BP. The growth trend of the earliest Younger Dryas chronology (S12) is of nearly triangular-shape with peak growth-rates occurring at around 50 years.

To document Lateglacial tree growth-trend changes, the series were newly separated into 6 subgroups (G1-G6; Fig. 4B). Due to increased replication, G2 and G3 possess a more smooth appearance and show maximal growth after about 100 years. Maximal growth after 100 years is also found in G1 (Schaub et al., 2007). In contrast, chronologies as of early Younger Dryas possess different growth patterns with radial growth reaching highest rates after around 50 years. Interestingly, the MSL remains relatively stable throughout the Allerød, but reaches a minimum during the Allerød - Younger Dryas transition (Fig. 4B). The MSL of all other series ranges between 272 and 210 years, whereas the series from G4 have a mean age of 140 years. The AGR ranges from 0.65 to 0.79 mm/yr. G5 shows a mean increment of almost 1.00 mm/yr. The germination of different populations is further indicated by the MCA curve with increased re-generation around year 14,000, 13,700 and 13,300 cal BP.

The recent composite reference dataset shows remarkable differences in growth behaviour in comparison to the Lateglacial material. The RC (Fig. 4) of the recent dataset is close to the classical negative-exponential shape (e.g., Bräker, 1981) also shown in other studies using large and fairly representative datasets from more recent Holocene material (Helama et al., 2005).

In addition to the shape of the age-trend, differences are also observed in the absolute tree-ring widths. Whereas the reference dataset shows an AGR of 1.22 mm/yr (in relation to replication), the Lateglacial chronologies possess an overall mean of 0.76 mm/yr. Maximum growth, which perhaps more closely reflects the productivity constraints on tree growth from all environmental conditions, is also distinctively lower in the Lateglacial series (1.4 mm/yr) compared with the more recent dataset (2.25 mm/yr). Because of the inclusion of living trees within the reference dataset that have not reached their life expectancy, we refrain from comparing the MSL.

3.3 Environmental variability

The division of the dataset composed of 120 series from primarily two sites into 14 subgroups allows the common signal in decadal-scale growth fluctuations to be tested. As the independent subgroups do not utilize any of the same material, it is likely that the common variations reflect regional-scale environmental forcing. As mentioned above, we look at this environmental forcing after the age-related trend has been removed. During periods of overlap, the subgroups generally show high agreement for the timing of positive and negative growth anomalies. Positive anomalies are clearly detectable between the relative years 850 to 950 indicated by all of the relevant subsets. Negative ones also correspond well to each other (e.g., years 950 to 1050).

The currently oldest calendrically dated tree-ring chronology (YD_B; 12,593 – 12,182 yr cal BP) denotes positive anomalies between 12,550 and 12,500 yr cal BP. Furthermore, mostly negative growth anomalies of approximately 50 years in lengths are shown, separated by shorter positive anomalies. Distinct negative and positive growth anomalies are also observed in the chronology YD_C (11,930 to

11,538 cal BP). Positive (11,720 to 11,630) and negative (11,630-11,540 yr cal BP) anomalies are particularly evident during the records last two centuries.

The subsets S1 to S11 (ZH LG_1) are summarized in Figure 5B and provide an overview of the anomalies during the Allerød and Younger Dryas period by showing the full chronology. The most distinctive positive departures are shown at position 300, 900 and 1450 as well as around 12,500 and 11,900 cal BP. Negative departures are revealed at position 250, 450, 800, 1000 and during the Allerød - Younger Dryas transition (position 1350). Additional negative patterns are reported for the first 50 years of the absolutely dated chronology and for the 12,400 and 11,600 cal BP periods.

The mean interseries correlation (R_{bar} ; Fig. 5A) is 0.23 and is reasonably typical for between tree correlations. EPS values (mean 0.81 ; Fig 5A) calculated for ZH LG_1 do not always fully meet signal strength rules-of-thumb utilized in “modern” dendroclimatology, indicating, as for most longer chronologies, more samples would be useful to improve the signal quality. The signal strength of this record is lowest towards both ends as replication tapers away. The R_{bar} and the EPS values of the reference dataset are 0.16 and 0.69.

The first two centuries of Younger Dryas possess positive anomalies between 1400 and 1500 (approximately 12,770 - 12,670 cal BP) and are generally negative for the rest of the record. During a short period of estimated overlap between the ZH LG_1 and YD_A chronologies, which is at position 1370 to 1420, environmental signal agreement is evident.

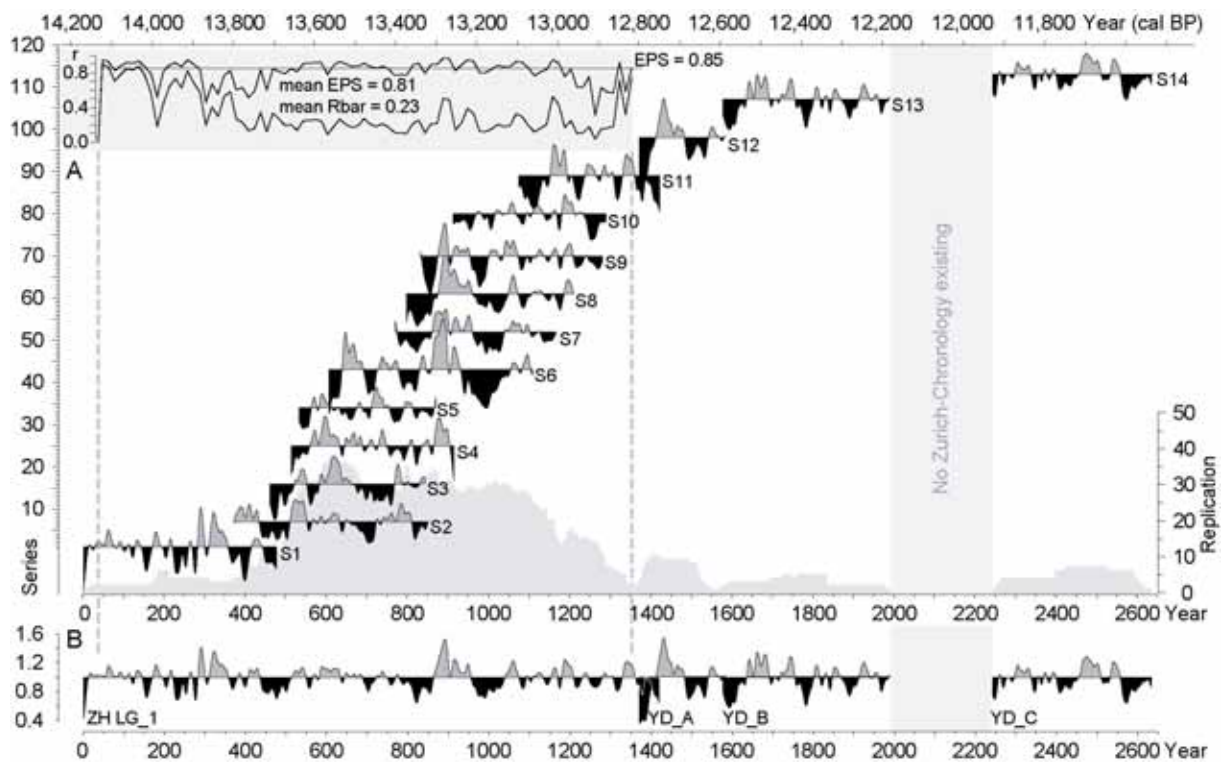


Fig. 5. (A) 300-year spline chronologies of the 14 individual subgroups show common signal strength. EPS and R_{bar} values were calculated over 30 years lagged by 50% (Wigley et al., 1984) and are shown for chronology ZH LG_1. (B) 300-year spline chronology using all 120 series is shown.

4 Discussion

4.1 Chronology extension and radiocarbon dating

The extension of the absolutely dated tree-ring chronology by 183 years is relevant for radiocarbon age determinations to generate the ^{14}C calibration curve. Taking into account the still sparsely and scattered locations of the little cross-datable wood material available for the Younger Dryas, key evidence for estimating environmental variability during that period is obtained. In this context, the floating chronology YD_A (212 yrs) is important to close data gaps. Radiocarbon high precision data are indicating a small overlap of the two Younger Dryas chronologies YD_A and YD_B (Fig. 2). Tree-ring dating, however, remains insecure. In contrast, the wiggle matching results show a clear overlap between ZH LG_1 and YD_A.

The currently longest Lateglacial chronology ZH LG_1 spans 1420 years and is wiggle-matched to the marine ^{14}C data set of Cariaco by the distinct slope in the course of the ^{14}C calibration curve, which is caused by a strong increase of the ^{14}C level at the onset of Younger Dryas (Fig. 2A). For the link we assume that the ^{14}C rise is synchronous in the atmosphere and the oceanic mixed layer at the Cariaco site, supported by the short turnover time of approximately 8 years of ^{14}C with respect to atmosphere-ocean exchange. We can match, however, the tree-ring based (terrestrial) ^{14}C data to the marine Cariaco data only if we assume an increased marine reservoir age of 650 years, instead of the commonly used 400 years. A possible explanation of such a change may be transient expansion of Atlantic intermediate water of Southern origin, and retreat during the Younger Dryas (for discussion see Kromer et al., 2004). For the mid-Younger Dryas tree-ring extension we can confirm the reservoir age of approximately 400 years; hence the transition at the Cariaco site must have occurred within the time interval of the chronology gap in the early Younger Dryas.

4.2 Growth-trend shifts

The growth trend (RC) can be regarded as being primarily age-related and independent from climatic influences. As shown in the reference dataset (Fig. 4D), the growth trend expected based on modern analogous is a negative exponential decline. However, by computation and comparison of the RCs at different periods along the Allerød-Younger Dryas chronology we determined that depending on the time period, the shape of the radial growth varies greatly. The maximum growth during the second part of the Allerød is significantly higher compared to the first part, which seems to be more constant across biological age. These differences suggest strong influences from forcing mechanisms external to inherent age-related growth characteristics. The potential growth of these pines seems to be reduced by exogenous factors such as temperature, precipitation, competition and/or aggradation processes. This hypothesis is also supported by the average growth rates, which are about 40% lower in comparison to the modern pine analogue dataset. However, in some periods such as around 13,300 cal BP, Lateglacial tree-growth (2 mm/yr) nearly reaches the maximum rates of the recent chronology. With regard to the wide ecological amplitude of the Scots pines and considering exogenous factors, precipitation and stand competition likely do not play a strong role as limiting factors. Sedimentation rates of 2.5 mm/yr during the Allerød and up to 7 mm/yr at the onset of the Younger Dryas are likely more dominant influences on tree-growth (Schaub et al., 2007). On the slopes, the amount of erosion and consequently the amount of sedimentation at the slope bottom does not remain constant. Longer-term vegetation changes seem to be of primary importance, with reduced erosion as pioneer plants began to occupy higher and higher positions along the Uetliberg as ice retreated. Water abundance as controlled

by heavy rainfall and melting snow likely also were important in determining the seasonality and inter-annual changes in the sedimentation rate.

The influence of aggradation affects the MSL directly. Scots pines die as soon as they are covered under approximately 1 meter of soil, since they are unable to react by forming an adventitious root system (Kaiser, 1993; Schweingruber, 1996). At the Uetliberg, therefore the segment length (SL) graph in figure 4D to some extent reflects the intensity of fine grained sedimentation for 2000 years. At the onset of the Younger Dryas around 12,850 cal BP, a clear reduction of the SL is obtained. After a distinct depression of about 300 years, a recovery occurs during the second part of Younger Dryas. Not only the SL also periods of high tree mortality (Fig. 4A, indicated by black dots, e.g. 13,500 and 13,000 cal BP) provide temporarily high sedimentary activity. In contrast, high germination rates imply low aggradational activity as well as favorable climatic conditions.

Besides the above listed external forcing agents, temperature further plays a decisive role for growth behavior, especially during periods of lower sedimentation. Hence, detrended series likely possess a good proportion of climate related variability as evidenced by the common signal in Fig. 5 (Schaub et al., 2007). The AGR is strongly affected by the prevailing environmental conditions. Many archives suggest a temperature reduction of up to 3 – 6°C for the Allerød-Younger Dryas transition (Croope et al., 1998; Ammann et al., 2000; Lotter et al., 2000). Instead of such an expected reduction in AGR a growth increase is observed at the onset of the Younger Dryas (G5 in Fig. 4B). A reduction of this range does not seem congruous with the almost constant AGR. One possible explanation is that major environmental changes were largely restricted to the winter season and did not occur during the warmer vegetation period.

4.3 Environmental variability and reconstruction uncertainties

Synchronous positive and negative decadal-scale fluctuations within independent subgroups were detected and demonstrate a generally common signal (Fig. 5). The high temporal accordance between subgroups including samples from different sites and diverse ages provide evidence for a regional-scale climatic signal. In addition to the results discussed in chapter 4.2, it seems most likely that temperature is responsible for most of the observed variability especially during longer periods of less geomorphic activity; an analogous situation today is that temperatures are the primary constraint on pine trees that form the recent northern tree line in Scandinavia (Grudd et al., 2002).

There is perhaps a slight tendency for subgroups to show more anomalous behaviour during the first and last decades in comparison to most other chronologies (e.g., years 600 to 650 and 750 to 850). This deviation probably reflects a reduced signal-to-noise ratio within the juvenile period, perhaps originating from relatively greater forest stands or geomorphic stress during the beginning of a tree's lifetime or also insufficient removal of the age-related trend. More anomalous growth at the end of the subgroup chronologies could reflect noise as the trees were stress during burial. At both the beginning and end of the subgroups, sample replication is at its lowest, and these periods therefore also contain less reliable information. Despite such potential complications, most of the subgroups usually display a high degree of coherency with each other (e.g., S9 and S10) independent of the exact timing of germination (e.g., S6 and S7).

The climatic progression shows rather stable temperatures in the Bølling and during the first part of the Allerød as reconstructed from oxygen isotopes ($\delta^{18}\text{O}$) in Greenland ice cores (e.g., GRIP: Johnsen et al., 2001), for example. By contrast, abrupt and distinct changes are noted for the second part of the Allerød and the transition into the Lateglacial. Similar results are derived from the reconstruction using all data (Fig. 5B). The period of year 1 to 800 is mostly balanced and characterised by high-frequency variations of positive and negative anomalies. A first distinct environmental signal is de-

tected at position 750 to 1050. Isochronally the sediments of different Swiss lakes, such as the Gerzensee show a strong reaction in the oxygen isotope ratio (Eicher, 1980). This so-called Gerzensee-Deviation (also known as Inner Allerød Cold Period, GI-1b) was most likely forced by the same impacts as the reaction in the tree-ring chronology and is characterized by a ~4‰ decrease in the $\delta^{18}\text{O}$ -values of glacial ice between 13,250 and 13,050 yr cal BP (Mayewski et al., 1993). In contrast to the results discussed in chapter 4.2, another period of distinct changes in the environmental reconstruction occurs during the time period after year 1400 where the onset of the Younger Dryas is assumed. Pronounced anomalies suggest strong environmental change.

5 Conclusions

Different Lateglacial chronologies, containing a total of 120 pine samples, were dated by tree-ring matches to the calendrically dated Preboreal Pine Chronology (PPC) chronology or by wiggle-matching to the Cariaco reference dataset to fall within the 14,170 to 11,538 yr cal BP time frame. These new data from the Swiss Plateau have extended the absolute chronology by 183 years back to 12,593 yr cal BP. These tree-ring time-series currently are the oldest calendrically dated series in the world. The longest Lateglacial chronology (ZH LG_1) containing 1420 years was wiggle-matched to the 14,170 to 12,750 yr cal BP period. Based on radiocarbon dating, we estimate that the Younger Dryas chronology described here in (YD_A) falls within the approximately 150-year gap created by the ZH LG_1 and the absolutely dated chronology, but reduced data availability has not yet permitted these chronologies to be linked. High-resolution evidence for environmental changes during the Allerød –Younger Dryas transition is provided by analysis of growth trend patterns along this 2400-year period within different temporal subgroups and also in comparison to recent tree growth. Environmental fluctuations are reconstructed for a predominant part of the Lateglacial. The development of these chronologies was supported by almost 100 radiocarbon age determinations, which also provide material to improve and extend the radiocarbon calibration dataset.

In this study we must draw attention to the low number of tree finds at the onset of the Allerød as well as generally for the onset of the Younger Dryas. Uncertainty within the calibrated radiocarbon data during plateaus in the radiocarbon calibration curve further complicates dating results. Besides these more general biases, local-scale influences, such as the sedimentation rate and ecological site conditions can heavily impact tree-growth. Therefore, future research will need to consider the (i) improvement of dating techniques (e.g., tree-ring and radiocarbon) (ii) update of existing and development of new local- to regional-scale Lateglacial chronologies (e.g., providing fossil tree-ring evidence from the greater Alpine region and other European areas). Such data should exclusively be derived from (iii) climate sensitive sites, with (iv) enough samples provided to allow detrending methods to be robustly applied, and (v) maximum density or stable isotope measurements being performed to add additional and independent parameters that will lead to a greater understanding of the rapid climatic fluctuations during the Lateglacial to Holocene transition.

Acknowledgements

We thank the 'Tiefbauamt des Kantons Zürich' (O. Schnelli) for financial and technical support and H. Jäckli (Jäckli AG Zürich; Geologie-Geotechnik-Grundwasser) for administrative processing. The ^{14}C analyses were done within the German DEKLIM-program (Federal Ministry of Education and Research). M. Schmidhalter kindly provided recent and historic pine samples. U.B. and D.F. were supported by the Swiss National Science Foundation (EUROTRANS #200021-105663 and NCCR-Climate).

References

- Ammann, B., Birks, H.J.B., Brooks, S.J., Eicher, U., Von Grafenstein, U., Hofmann, W., Lemdahl, G., Schwander, J., Tobolski, K., Wick, L., 2000. Quantification of biotic responses to rapid climatic changes around the Younger Dryas - a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159, 313-347.
- Bard, E., 2002. Climate shock: Abrupt changes, over millennial time scales. *Physics Today* 55, 32-38.
- Becker, B., 1993. An 11,000-year German oak and pine dendrochronology for radiocarbon calibration. *Radiocarbon* 35, 201-213.
- Birks, H.H., Ammann, B., 2000. Two terrestrial records of rapid climatic change during the glacial-Holocene transition (14,000-9,000 calendar years BP) from Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 97, 1390-1394.
- Bräker, O.U., 1981. Der Alterstrend bei Jahrringdichten und Jahrringbreiten von Nadelhölzern und sein Ausgleich. *Mitteilungen der forstlichen Bundesversuchsanstalt Wien* 142, 75-102.
- Briffa, K.R., Jones, P.D., Bartholin, T.S., Eckstein, D., Schweingruber, F.H., Karlén, W., Zetterberg, P., Eronen, M., 1992. Fennoscandian summers from AD 500: temperature changes on short and long timescales. *Climate Dynamics* 7, 111-119.
- Briffa, K.R., Jones, P.D., Schweingruber, F.H., Karlén, W., Shiyatov, S.G., 1996. Tree ring variables as proxy-climate indicators. Problems with low-frequency signals. In: Jones, P.D., Bradley, R.S., Jouzel, J. (Eds.), *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. Springer, Berlin, pp. 9-41.
- Büntgen, U., Esper, J., Frank, D.C., Nicolussi, K., Schmidhalter, M., 2005. A 1052-year tree-ring proxy of Alpine summer temperatures. *Climate Dynamics* 25, 141-153.
- Büntgen, U., Frank, D.C., Nievergelt, D., Esper, J., 2006. Alpine summer temperature variations, AD 755-2004. *Journal of Climate* 19(21), 5606-5623.
- Cook, E.R., Peters, K., 1981. The smoothing spline: A new approach to standardizing forest interior tree-ring width series for dendroclimatic studies. *Tree-Ring Bulletin* 41, 45-53.
- Cook, E.R., 1985. A time series analysis approach to tree-ring standardization. Ph.D. thesis, University of Arizona.
- Cook, E.R., Kairiukstis, L.A., 1990. *Methods of dendrochronology: Applications in environmental science*. Kluwer Academic Publisher Dordrecht, 104-123.
- Cook, E.R., Briffa, K.R., Meko, D.M., Graybill, D.A., Funkhouser, G., 1995. The 'segment length curse' in long tree-ring chronology development for palaeoclimatic studies. *The Holocene* 5, 229-237.
- Cook, E.R., Peters, K., 1997. Calculating unbiased tree-ring indices for the study of climatic and environmental change. *The Holocene* 7 (3), 361-370.
- Croope, G.R., Lemdahl, G., Lowe, J.J., Walkling, A., 1998. Temperature gradients in Northern Europe during the Last-glacial-Holocene Transition (14-9 ^{14}C kyr BP) interpreted from coleopteran assemblages. *Journal of Quaternary Science* 13, 419-433.
- Denton, G.H., Alley, R.B., Comer, G.C., Broecker, W.S., 2005. The role of seasonality in abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, 1159-1182.
- Eicher, U., 1979. Die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse in spätglazialen Süßwasserkarbonaten und ihr Zusammenhang mit den Ergebnissen der Pollenanalyse. Ph.D. thesis, Bot. Institut, University of Bern.

- Eicher, U., 1980. Pollen- und Sauerstoffisotopenanalysen an den spätglazialen Profilen vom Gerzensee, Faulenseemoos und vom Regenmoos ob Boltigen. *Mitteilung der Naturforschenden Gesellschaft Bern* 37, 65-80.
- EPICA, 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature* 444, 195-198.
- Escher, K., 1911. *Chronik der ehemaligen Gemeinde Wiedikon und Aussersihl*. Orell Fuessli, Zürich.
- Esper, J., Cook, E.R., Krusic, P.J., Peters, K., Schweingruber, F.H., 2003. Tests of the RCS method for preserving low-frequency variability in long tree-ring chronologies. *Tree-Ring Research* 59, 81-98.
- Frank, D.C., Esper, J., 2005a. Temperature reconstructions and comparisons with instrumental data from a tree-ring network for the European Alps. *International Journal of Climatology* 25, 1437-1454.
- Frank, D.C., Esper, J., 2005b. Characterization and climate response patterns of a high-elevation, multi-species tree-ring network for the European Alps. *Dendrochronologia* 22, 107-121.
- Frank, D.C., Esper, J., Cook, E.R., 2007. Correction for proxy number and coherence in a large-scale temperature reconstruction. *Geophysical Research Letters*, in review.
- Friedrich, M., Kromer, B., Spurk, H., Hofmann, J., Kaiser, K.F., 1999. Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quaternary International* 61, 27-39.
- Friedrich, M., Kromer, B., Kaiser, K.F., Spurk, M., Hughen, K.A., Johnsen, S.J., 2001. High-resolution climate signals in the Bølling-Allerød Interstadial (Greenland Interstadial 1) as reflected in European tree-ring chronologies compared to marine varves and ice-core records. *Quaternary Science Reviews* 20, 1223-1232.
- Friedrich, M., Remmele, S., Kromer, B., Hofmann, J., Spurk, M., Kaiser, K.F., Orsel, C., Küppers, M., 2004. The 12,460 year Hohenheim oak and pine tree-ring chronology from Central Europe - A unique annual record for radiocarbon calibration and paleo-environment reconstructions. *Radiocarbon* 46 (3), 1111-1122.
- Fritts, H.C., 1976. *Tree Rings and Climate*. Academic Press, New York.
- Grossmann, H., 1934. Vorgeschichtliche Hölzer im Utolehm. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 4, 116-120.
- Grudd, H., Briffa, K.R., Karlen, W., Bartholin, T.S., Jones, P.D., Kromer, B., 2002. A 7400-year tree-ring chronology in northern Swedish Lapland: natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales. *Holocene* 12, 657-665.
- Heiri, O., Lotter, A.F., 2005. Holocene and Lateglacial summer temperature reconstruction in the Swiss Alps based on fossil assemblages of aquatic organisms: a review. *Boreas* 34, 506-516.
- Hekkinen, O., Tikkanen, M., 1987. The Kalajoki dune field on the west coast of Finland. *Fennia* 165, 241-267.
- Helama, S., Timonen, M., Lindholm, M., Meriläinen, J., Eronen, M., 2005. Extracting long-period climate fluctuations from tree-ring chronologies over timescales of centuries to millennia. *International Journal of Climatology* 25 (13), 1767-1779.
- Holmes, R.L., 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurements. *Tree-Ring Bulletin* 43, 69-78.
- Hughen, K.A., Southon, J.R., Lehman, S.J., Overpeck, J.T., 2000. Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation. *Science* 290, 1951-1954.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001 - the scientific basis*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdóttir, A.E., White, J., 2001. Oxygen isotope and paleotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science* 16, 299-307.
- Jones, P.D., Mann, M.E., 2004. Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics* 42, RG2002.
- Kaiser, K.F., 1979. Ein spätglazialer Wald im Dätttau bei Winterthur/Schweiz. Ph.D. thesis, University of Zurich.

- Kaiser, K.F., 1993. Beiträge zur Klimageschichte vom Hochglazial bis ins frühe Holozän, rekonstruiert mit Jahrringen und Molluskenschalen aus verschiedenen Vereisungsgebieten. Ziegler Druck- und Verlags-AG, Winterthur.
- Kromer, B., Münnich, K.O., 1992. CO₂ gas proportional counting in radiocarbon dating - review and perspective. In: Taylor, R.E., Long, A., Kra, R.S. (Eds.), *Radiocarbon after Four Decades*. Springer, New York, pp. 184-197.
- Kromer, B., Friedrich, M., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Remmele, S., Schaub, M., Talamo, S., 2004. Late Glacial ¹⁴C ages from a floating, 1382-ring pine chronology. *Radiocarbon* 46 (3), 1203-1209.
- Leuschner, H.H., 1992. Subfossil trees. In: Bartholin, T.S., Berglund, B.E., Eckstein, D., Schweingruber, F.H. (Eds.), *Tree-rings and environment. Proceedings of the International Dendrochronological Symposium. LUNDQUA Report 34*, 34, Ystad, South Sweden, pp. 193-197.
- Lotter, A.F., Birks, H.J.B., Eicher, U., Hofman, J., Schwander, J., Wick, L., 2000. Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159, 349-361.
- Magny, M., Aalbersberg, G., Bégeot, C., Benoit-Ruffaldi, P., Bossuet, G., Disnar, J.-R., Heiri, O., Laggoun-Defarge, F., Mazier, F., Millet, L., Peyron, O., Vannière, B., Walter-Simonnet, A.-V., 2006. Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial-Holocene transition: A multi-proxy record of Lake Lautrey. *Quaternary Science Reviews* 25, 414-445.
- Maisch, M., 1995. Gletscherschwundphasen im Zeitraum des ausgehenden Spätglazials (Egesen-Stadium) und seit dem Hochstand von 1850 sowie Prognosen zum künftigen Eisrückgang in den Alpen. In: Sanw/Assn (Eds.), *Gletscher im ständigen Klimawandel. Jubiläums-Symposium der Schweiz. Gletscherkommission 1993 Verbier (VS) "100 Jahre Gletscherkommission - 100,000 Jahre Gletscher-geschichte"*. V/d/f Hochschulverlag AG & ETH, Zürich, pp. 81-100.
- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow, S., Twickler, M.S., Morrison, M.C., Alley, R.B., Bloomfield, P., Taylor, K., 1993. The Atmosphere During the Younger Dryas. *Science* 261, 195-197.
- Melvin, T.M., 2004. Historical growth rates and changing climatic sensitivity of boreal conifers. Ph.D. thesis, Climatic Research Unit, School of Environmental Sciences, University East Anglia, Norwich, Climatic Research Unit, School of Environmental Sciences, University East Anglia, Norwich.
- Miramont, C., Sivan, O., Rosique, T., Edouard, J.L., Jorda, M., 2000. Subfossil tree deposits in the Middle Durance (Southern Alps, France): Environmental changes from Allerød to Atlantic. *Radiocarbon* 42, 423-435.
- Müller, B.V., 2000. Datierung fossiler Hölzer am Übergang Jüngere Dryas / Präboreal. Diploma thesis, Geographic Department, University of Zurich.
- NRC (National Research Council), 2006. Surface temperature reconstructions for the last 2,000 years. National Academic Press, Washington DC.
- Osborn, T.J., Briffa, K.R., Jones, P.D., 1997. Adjusting variance for sample-size in tree-ring chronologies and other regional-mean time-series. *Dendrochronologia* 15, 89-99.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Benders, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, B., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436.
- Ramsey, C.B., Van Der Plicht, J., Weninger, B., 2001. 'Wiggle matching' radiocarbon dates. *Radiocarbon* 43, 381-389.
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research* 111, D06102, doi:10.1029/2005JD006079.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer,

- R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Van Der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46 (3), 1029-1058.
- Rinn, F., 1996. TSAP - time series analyses presentation. Referenz manual (version 3.0). RinnTech, Heidelberg.
- Roig, F.A., Le-Quesne, C., Boninsegna, J.A., Briffa, K.R., Lara, A., Grudd, H., Jones, P.D., Villagran, C., 2001. Climate variability 50,000 years ago in mid-latitude Chile as reconstructed from tree rings. *Nature* 410, 567-570.
- Schaub, M., 2003. Fossile Föhren der Uto-Autobahnbaustelle als Zeugen spätglazialer Klimaschwankungen. Diploma thesis, Geographic Department, University of Zurich.
- Schaub, M., Kaiser, K.F., Kromer, B., Talamo, S., 2005. Extension of the Swiss Lateglacial tree-ring chronologies. *Dendrochronologia* 23, 11-18.
- Schaub, M., Büntgen, U., Kaiser, K.F., Kromer, B., Talamo, S., Andersen, K.K., Rasmussen, S.O., 2007. Lateglacial environmental variability from Swiss tree rings. *Quaternary Science Reviews*, in press.
- Schweingruber, F.H., Bräker, O.U., Schär, E., 1979. Dendro-Climatic Studies on Conifers from Central-Europe and Great-Britain. *Boreas* 8, 427-452.
- Schweingruber, F.H., 1996. Tree rings and environment. *Dendroecology*. Haupt, Bern.
- Spurk, M., Friedrich, M., Hofmann, J., Remmele, S., Frenzel, B., Leuschner, H.H., Kromer, B., 1998. Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quaternary International* 61, 27-39.
- Spurk, M., Kromer, B., Peschke, P., 1999. Dendrochronologische, palynologische und Radiokarbon-Untersuchungen eines Waldes aus der Jüngerer Tundrenzeit. *Naturwissenschaftliche Untersuchungen zum Weichselspätglazial in der Niederlausitz bei Cottbus (Land Brandenburg)*. *Quartär* 49/50, 34-38.
- Stainforth, D.A., Aina, T., Christensen, C., Collins, M., Faull, N., Frame, D.J., Kettleborough, J.A., Knight, S., Martin, A., Murphy, J.M., Piani, C., Sexton, D., Smith, L.A., Spicer, R.A., Thorpe, A.J., Allen, M.R., 2005. Uncertainty in predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases. *Nature* 433, 403-406.
- Treydte, K., Schleser, G.H., Helle, G., Frank, D.C., Winiger, M., Haug, G.H., Esper, J., 2006. The twentieth century was the wettest period in northern Pakistan over the past millennium. *Nature* 440, 1179-1182.
- Veit, H., 2002. Die Alpen - Geoökologie und Landschaftsentwicklung. UTB, Eugen Ulmer, Stuttgart.
- Wagenbach, D., 1989. Environmental records in alpine glaciers. In: Oeschger, H., Langway, C.C. (Eds.), *The environmental record in glaciers and ice sheets*. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 69-83.
- Wick, L., 2000. Vegetational response to climatic changes recorded in Swiss Late Glacial lake sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159, 231-250.
- Wigley, T.M.L., Briffa, K.R., Jones, P.D., 1984. On the average of value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. *Journal of Applied Meteorology* 23, 201-213.
- Wurth, G., Niggemann, S., Richter, D.K., Mangini, A., 2004. The Younger Dryas and Holocene climate record of a stalagmite from Holloch cave (Bavarian Alps, Germany). *Journal of Quaternary Science* 19, 291-298.

PAPER II

ARTICLE IN PRESS



Quaternary Science Reviews ■ (■■■■) ■■■–■■■



Lateglacial environmental variability from Swiss tree rings

Matthias Schaub^{a,b,*}, Ulf Büntgen^a, Klaus Felix Kaiser^{a,b}, Bernd Kromer^c, Sahra Talamo^c, Katrine Krogh Andersen^d, Sune Olander Rasmussen^d

^a Swiss Federal Research Institute WSL, Zuercherstrasse 111, 8903 Birmensdorf, Switzerland

^b Department of Geography, University of Zurich, Winterthurerstrasse 190, 8057 Zurich, Switzerland

^c Heidelberg Academy of Sciences, INF 229, 69120 Heidelberg, Germany

^d Ice and Climate Research, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen, Juliane Maries Vej 30, 2100 Copenhagen, Denmark

Abstract

Evidence of annually resolved environmental variations during the Allerød interstadial is presented using 81 fossil Scots pine tree-ring series from Gaenziloo and Landikon, near Zurich, Switzerland. The absolute age of the trees ranges between 11,920 and 10,610 ¹⁴C BP, which was determined by wiggle-matching radiocarbon ages to the Cariaco ¹⁴C data set. From the two sites we created a composite floating Allerød chronology on the basis of their 632 years of overlap ($r = 0.57$), after individual spline detrending. Merging both datasets resulted in a Lateglacial tree-ring chronology covering 1050 years. Regional curve standardization (RCS) was applied to preserve low-frequency information. Growth behavior of the fossil trees was compared with a recent composite pine dataset from the central Swiss Alps and reveals distinct differences. The new Allerød RCS chronology reveals major Lateglacial variations, such as the Gerzensee oscillation, the abrupt climate shift towards the Younger Dryas and some short-term events. Radiocarbon ages agree well with those from other sites on the Swiss Plateau. For hemispheric comparisons we used the annual layer thickness record from the NGRIP ice core and the grey-scale varve record from the Cariaco basin. Even though the amplitudes are not yet fully understood, similarities on decadal-to-centennial scales are apparent.

Keywords

Fossil Scots pines, Allerød, growth trends, high-to-low frequency variability, multi-proxy comparison

1 Introduction

The climate during the last glacial-interglacial transition (LGIT; the Bølling, Allerød and Younger Dryas, at 14,700 to 11,700 ice-core years BP; Rasmussen et al., 2006) was characterised by rapid changes between cold and warm periods (Björck et al., 1998). These abrupt Lateglacial climatic shifts have been documented from the Greenland ice cores, including GRIP (Johnsen et al., 1992; Dansgaard et al., 1993), GISP2 (Taylor et al., 1993; Stuiver et al., 1995) and NorthGRIP (NorthGRIP Members, 2004). Progress has been made in reconstructing environmental variations through studies of other multi-proxy compilations, including stable isotopes, pollen, plant macrofossils, chironomids, beetles, molluscs, thicknesses of lacustrine, marine and ice annual layers, and tree-ring widths from a variety of environments (Eicher, 1980; Kaiser, 1993; Ammann et al., 2000; Jones et al., 2002; Walker et al., 2003; Magny et al., 2006). Some proxy records are annually resolved and therefore allow potential high-resolution correlations among sites like Lake Gosciarz and Lake Perespilno in Poland (Goslar et al., 1993; Goslar et al., 1999), several ancient and contemporary lakes such as Soppensee, Holzmaar, Meerfelder Maar, and Hämelsee in Germany (Hajdas et al., 1993; Hajdas et al., 1995a; Leroy et al., 2000; Litt et al., 2001), Lago di Grande Monticchio in southern Italy (Huntley et al., 1999), or Lake Suigetsu in Japan (Kitagawa and van der Plicht, 1998).

Marine varve sediments from the Cariaco basin in the Caribbean Sea provide evidence of changes in climate, and in tropical ocean and atmospheric circulation, which can help calibrate radiocarbon dates (Hughen et al., 1998b; Hughen et al., 1998a; Hughen et al., 2000).

However, comparisons of independently dated LGIT-sequences - all contemporaneous with our finds - such as GRIP, GISP2, Cariaco grey-scale and lacustrine records, reveal differences between the two ice cores (Lowe, 2001). The Cariaco grey-scale sequence and the GISP2 ice core are remarkably similar, as are the Lake Gosciarz record and the GRIP ice core. In the new Greenland Ice Core Chronology 2005 (GICC05; Rasmussen et al., 2006) these differences have mostly disappeared. Finally the transition of Lateglacial into Holocene is reflected within the Gosciarz record, the GRIP ice core and the dendrochronological sequence of the Preboreal Pine Chronology (PPC) (Spurk et al., 1998), which are all synchronized with each other.

Annually resolved tree-ring records are most reliable for precise age determination and ^{14}C calibration (Stuiver et al., 1998; Reimer et al., 2004). Dendrochronological analysis of tree-ring width and maximum latewood density chronologies are accepted methods for reconstructing past climates and environmental conditions (Briffa et al., 1998; Esper et al., 2002; Treydte et al., 2006). However, for the LGIT and early Holocene period well-replicated tree-ring chronologies are lacking. So far several tree-ring chronologies of the late Younger Dryas and early Preboreal originating from Switzerland have been matched against the Hohenheim pine-oak master chronology reaching back to 12,410 cal BP (Spurk et al., 1998; Friedrich et al., 1999; Friedrich et al., 2004).

In Central Europe several sites contain subfossil pines from the LGIT time period, including floating chronologies from Switzerland (Daettnau and Zurich-Wiedikon, ZHW) (Fig. 1) (Kaiser, 1979, 1993; Müller, 2000) and from various sites in Germany (Friedrich et al., 1999; Friedrich et al., 2004). Kaiser (1993) developed four floating chronologies including pines from the Daettnau site, 22 km north-east of Zurich. The oldest chronology spans 376 years and partly covers the Bølling, Older Dryas, and the onset of the Allerød. Three additional Allerød chronologies span 669, 375 and 318 years, and are composed of 4, 6, and 8 trees, respectively. Several chronologies exist for the late Younger Dryas (Fig. 2). A few of them have been used to extend the absolutely dated chronology to 12,410 cal BP. Currently a 215-year spanning chronology (KW1) from Zurich-Wiedikon (ZHW) provides the earliest part of the record (Fig. 1) (Friedrich et al., 2004).

Tree-ring growth is generally related to exogenous and endogenous factors (Fritts, 1976). Radial stem increments are influenced by genetic impact and ageing, as well as by light, temperature, water, nutrient supply, wind, mechanical damage, air and soil pollution (Schweingruber, 1996). Some ecological events, such as crown or stem damage, temperature- and water-stress, massive erosions or volcanic events may influence tree growth over a few years or even for decades. Each tree undergoes individual ageing processes, which have a great effect on its particular growing characteristics (Bräker, 1981).

The objectives of this paper are first to present of data collection methods, and then to show how tree-ring variations are determined after applying various standardization methods. We analyzed growth trends in the new Allerød data first between the two chronologies, Gaenziloo *versus* Landikon, and then with respect to a reference dataset of the past millennium. The final Allerød RCS chronology is compared with other high resolution records from low latitudes (Cariaco grey scale) and high latitudes (NGRIP annual-layer thicknesses).

2 Materials and methods

2.1 Regional setting

The new find sites studied, Gaenziloo and Landikon, are located 4 km apart from each other on opposite sides of the Uetliberg, adjacent to Zurich (Fig. 1). The Sihl Valley on the eastern slope of the Uetliberg and the Reppisch Valley on the western slope are glacier melt-water channels that were carved into the Upper Freshwater Molasse (UFM) of the Central Swiss Plateau at the very end of the last glacial maximum (LGM). The UFM bedrock consists of interbedded strata of clayey, silty and sandy sediments. There was considerable geomorphological activity on the slopes after deglaciation, such as mass movements, solifluction and landslides due to the thawing of the permafrost, which started to fill the canyon-like melt-water outlets.

Pioneer vegetation entered the valleys and spread over the lower parts of the slopes when temperatures rose by 6 to 8°C at the beginning of the Bølling (Johnsen et al., 1992; Kaiser, 1993). Precipitation and melt water transported material weathered out from the UFM on the slopes of Uetliberg into the val-

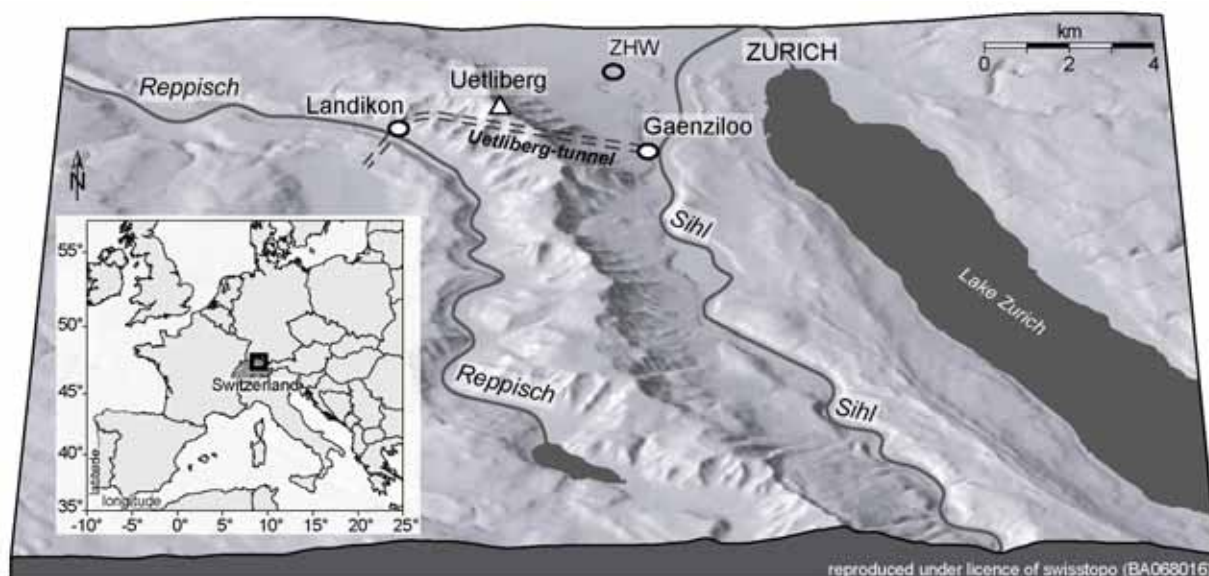


Fig. 1. Location of the find sites studied, Landikon and Gaenziloo, near Zurich, Switzerland. Previously studied sites are Zurich-Wiedikon (ZHW) and Daettinau (not shown).

leys on either side. The predominantly loamy sediments formed huge fans containing subfossil pines and other macro and micro remains. These processes happened continuously at varying sedimentation rates.

The stumps have been excellently preserved because the sediments are densely packed and the trees have a high resin content. The pines were buried during their lifetime by these processes and died in the water-saturated sediments. Such a sequence was studied by Kaiser (1993), who showed that pines die as soon as the aggradation reaches approx. 1 m in local basins of continuous sedimentation. Consequently, the sedimentation rate during the lifespan of a particular tree can be calculated from the ring number and the stump height (Kaiser, 1993; Schaub et al., 2005). When vegetation increased, the upper parts of the slopes also became covered with vegetation, so that weathering and downwash decelerated.

2.2 Tree-ring data and ^{14}C age determination

The new dataset consists of 81 fossil Scots pine [*Pinus sylvestris* L.] ring-width series from stumps buried in Gaenziloo (n=49) and Landikon (n=32). For interpretation of this dataset, it is important to consider our sampling method. Discs from different heights of each single stump allowed us to obtain the germination date as well as the tree-ring widths without additional growth irregularities. This consistent sampling strategy guaranteed comparability and yielded additional knowledge about, for example, periods of high germination, as well as ensuring consistency in the interpretation of growth trends (Schaub et al., 2005). Both datasets were combined to form the new “Allerød 1” chronology. For comparison, a composite dataset of recent Scots pine tree-ring width series from the Swiss inner Alpine valley, Canton Valais, was used.

Seventy decadal samples from 29 of the total of 81 trees were taken for ^{14}C age determination (see Fig. 3), where sufficient wood was available for a full sample (approx. 15 grams dry weight) (Schaub et al., 2005). The samples were processed in the Heidelberg Radiocarbon Lab. The tree-ring samples were pre-treated in a modified AAA procedure and combusted to CO_2 in a Parr bomb. The CO_2 gas was purified and counted for 10 days in gas counters (Kromer and Münnich, 1992).

2.3 Chronology development

All radii were visually synchronized on a light-table, and statistically confirmed according to their *t-values* and *Gleichlaufigkeit* using the program TSAP (Rinn, 1996). The process of crossdating was carried out on a site-by-site basis (Douglass, 1941). The ring-width series were screened for missing rings and dating errors using the program COFECHA (Holmes, 1983). For standardization (i.e. detrending of original measurement series) and statistical evaluation, the program ARSTAN (Cook, 1985) was used. The series were detrended to remove long-term growth trends embedded in the raw tree-ring series, such as ageing and/or site ecological effects, which might have been induced by non-climatic influences (Fritts, 1976).

Since the raw tree-ring series are characterized by abrupt growth changes (Schaub et al., 2005), indices were calculated as residuals from the estimated age-trend after an adaptive power transformation (PT) had been applied (Cook and Peters, 1997; Büntgen et al., 2005b). The PT eliminates any heteroscedastic behavior of the original measurements series, and allows the index to be calculated via residuals from more-or-less variance-stabilized measurements. Individual series detrending, however, eliminates signals on wavelengths longer than the response cutoff (32 years) (Fig. 4B). To retain multi-decadal variability, stiffer splines (250-year) with a 50% frequency-response cutoff were generally applied (not shown).

To preserve lower frequency information and to avoid the so-called ‘segment length curse’ in long tree-ring chronology development (Cook et al., 1995), RCS was employed. RCS first aligns all series according to the mean segment length of the series (Cook et al., 1995). Two conceptually different techniques were used: (a) individual series detrending (Cook and Peters, 1981), hereafter referred to as spline detrending, and (b) the regional curve standardization method (RCS) (Mitchell, 1967; Briffa et al., 1992; Becker et al., 1995; Briffa et al., 1996; Esper et al., 2003).

Scales varied in extent from inter-annual to multi-decadal. To emphasize this, cubic smoothing splines (Cook and Peters, 1981) were fitted to the power transformed series, and residuals between the measurements and splines calculated. For high-frequency verification, data were split into the subsets, Gaenziloo and Landikon, and splines (32-year) with a 50% frequency their innermost ring (Fig. 5), commonly reflecting the biological and/or cambial age 1. The age-aligned series collectively describe the age-related, biological growth trend, typical for a given species, site and region. The mean growth function from all age-aligned series, the regional curve (RC; smoothed using a cubic spline of 10% of the series length), was calculated. Residuals from the RC were taken and the series were then re-aligned according to given years (Esper et al., 2003).

Detrended series were averaged to build chronologies using the biweight robust mean (Cook, 1985). To avoid changes in chronology variance due to changes in sample depth (Wigley et al., 1984), the number of samples per year was used for variance stabilization (Osborn et al., 1997). Chronologies were truncated at a replication <5 . The signal strength of the RCS chronology was assessed using the inter-series correlation $Rbar$, and the ‘expressed population signal’ EPS (Wigley et al., 1984). $Rbar$ is a measure of common variance between single series, independent of the effective number of measurement series. EPS is an absolute measure of chronology error that determines how well a chronology based on a finite number of trees estimates the function of the theoretical population chronology from which it was drawn. Both $Rbar$ and EPS values were calculated over 30-year windows lagged by 15 years along the chronologies. The resulting correlations provided were corrected for $lag-1$ autocorrelation (Trenberth, 1984). Wavelength bands containing periods shorter than 10 years were defined as high frequency, between 10 and 100 years as mid frequency, and longer than 100 years as low frequency.

2.4 Complementary archives

The NGRIP annual layer thicknesses used for comparison in this study are based on Rasmussen et al. (2006). Individual years in the NGRIP ice core (NorthGRIP Members, 2004) were identified from high resolution measurements of chemical impurities and electrical conductivity. During climatically stable periods, but also to some degree during climatic transitions, atmospheric circulation and cyclonic activity have been shown to exert a strong influence on the accumulation rates, and thus on the annual layer thickness, as recorded in single ice cores (Kapsner et al., 1995; Crüger et al., 2004). A strong relationship between the annual ice accumulation rate and the air temperature when precipitation formed, as indicated by the $\delta^{18}O$ value, has been found for the last glacial period, including during the strong climatic transitions connected to the Greenland interstadial periods (Dahl-Jensen et al., 1993; Johnsen et al., 2001). Thus the annual accumulation, or its equivalent, the annual layer thickness record, may be interpreted as an important and direct proxy for Central Greenland climate conditions, but also as an indicator of atmospheric circulation changes in the North Atlantic region. Various studies have revealed similarities in climatic proxies (e.g. $\delta^{18}O$, ECM) between sites in Central Europe (Gerzensee, Daettinau, Lake Lautrey) and Greenland ice cores (Siegenthaler et al., 1984; Kaiser and Eicher, 1987; Friedrich et al., 2001; Magny et al., 2006).

Annually resolved grey-scale data (14,500–12,000 cal BP) from the Cariaco basin were employed for

comparison. The Cariaco basin is an anoxic marine area located on the northern coast of Venezuela along the Caribbean Sea, and characterized by a distinct seasonal climate (Hughen et al., 1996). Dry and windy winters, including coastal upwelling, are followed by rainy and nonwindy summers. This seasonality is caused by a north-south shift of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), producing laminated sediments of light-coloured, organic-rich layers and dark-coloured mineral grains from local river outflows (Peterson et al., 1991). Sediment reflectance (grey scale), as well as layer thickness and the abundance of foraminifera, are proxies for surface productivity, upwelling and trade wind strength, in response to changes in the temperature gradient between the tropical North Atlantic Ocean and the high northern latitudes (Hughen et al., 1996; Hughen et al., 1998b; Black et al., 1999).

3 Results

3.1 Tree-ring dataset and ^{14}C age determination

The new Swiss Lateglacial chronology (Allerød 1) is composed of 81 trees from Gaenziloo and Landikon, and spans 1050 years (Fig. 1). It is the longest and best replicated, annually resolved record during this time. The mean segment length (i.e. the average number of rings per disc sample) is 257 years. Splitting the dataset geographically into the two sub-samples yielded segment lengths of 278 and 224 years (Figs. 5A, 5C), respectively. The average growth rate was 0.74 mm/yr, that of the sub-sample from Gaenziloo 0.77 mm/yr and that of Landikon 0.69 mm/yr. The inter-series correlation of the combined 81 ring width series (using COFECHA) was $r = 0.46$ (Holmes, 1983). The structure of the tree-ring series is displayed in Fig. 4A. Periods of high and low germination frequency can be distinguished for both sites. In contrast to Daettnau, where two contemporaneous (from ^{14}C) chronologies of the late Allerød could not be matched (Kaiser, 1993), the series from the new sites could easily be synchronized (Fig. 2).

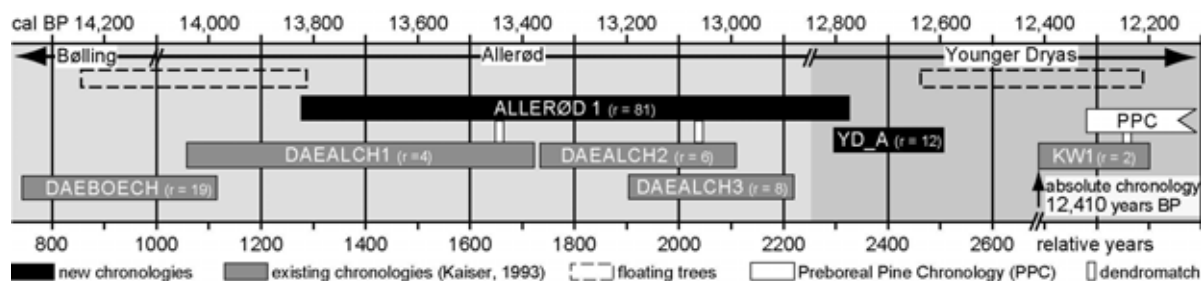


Fig. 2. Overview of the existing Swiss Lateglacial tree-ring chronologies: The newly built chronologies (black) are shown in relation to the existing ones (grey) from Kaiser (1993, unpublished). The extended Preboreal Pine Chronology (PPC) dates back to 12,410 years BP (Friedrich et al., 2004). Matches between the chronologies are marked by vertical bars. Dashed ribbons mark additional floating chronologies or single fossil tree finds from the area not yet linked to the main series.

The high precision in ^{14}C ages allows the synchronisation results to be confined a narrow interval, facilitating tree-ring matching. The trees included in the chronology fit into an age range of 11,920 to 10,610 ^{14}C years BP. An abrupt drop in the ^{14}C ages at the onset of the Younger Dryas is evident. We used this feature to anchor the floating tree-ring series to the Cariaco sequence (Fig. 3) (Hughen et al., 2000). Based on the radiocarbon match, the age of the chronology ranges from approx. 13,850 to 12,800 years cal BP. However, the ^{14}C ages of our floating chronology can be matched to the Cariaco data set, as shown in Fig. 3, only when 250 years are added to the commonly used 400-year marine reservoir correction (Kromer et al., 2004).

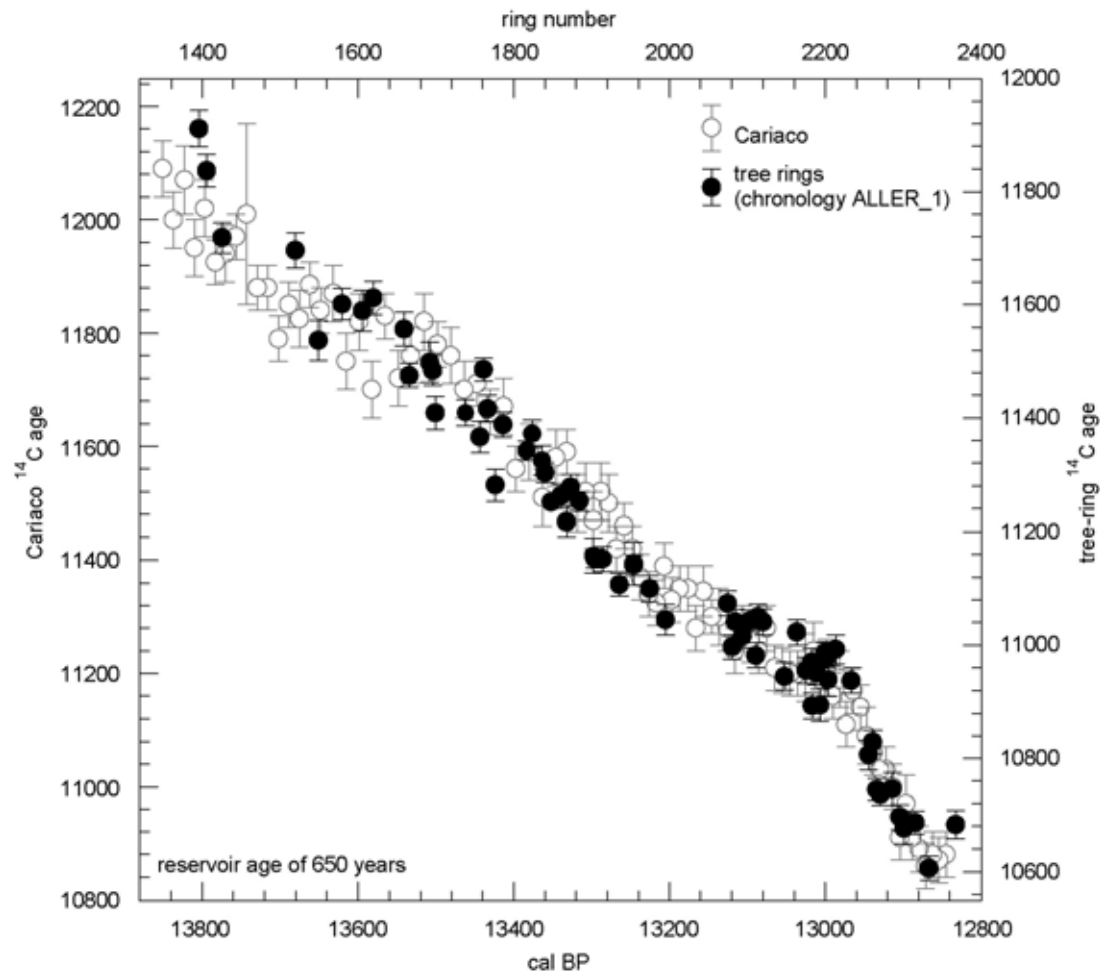


Fig. 3. ^{14}C ages of the new pine chronology Allerød 1 (closed circles) vs. ring number (top scale) are shown in relation to Cariaco mixed-layer ^{14}C ages (open circles) (Hughen et al., 2000) vs. cal BP (bottom scale). Vertical bars reflect the σ -error of the radiocarbon age determinations. The left and right vertical (^{14}C age) scales have been offset in an additional 250 years of marine reservoir correction (Kromer et al., 2004).

3.2 High-frequency variability

After detrending using 32-year splines, the chronologies from Gaenziloo ($n=49$) and Landikon ($n=32$) retain common inter-annual to decadal scale variability. There is, however, a clear limitation in their ability to reflect variations on inter-decadal to multi-centennial scales (Fig. 4B). During their 602 (357) years of overlap, chronologies correlate at $r=0.57$ (0.55). Parentheses refer to chronologies after removing the parts with fewer than 5 trees. Moving 31-year correlations range between 0.30–0.81, indicating temporal robustness of the common signal in the chronologies (Fig. 4C).

The “Allerød 1” chronology shows a few periods of distinct swings at positions 105, 450, 530 and 716 and a depression at position 800 (Fig. 4B). The decline at position 530 is probably the most significant signal of the dataset (marked here as E1). This period of reduced tree growth spans 7 years and the first ring shows a reduction of 75 % in the chronology, and up to 94% in single trees. Immediately before this depression, a period of exceptionally high tree growth is noticeable (also seen in Fig. 4B). Another period of growth depression starts at position 800 and spans 9 years (event E3). This interval was probably less intensive, but lasted longer than the event E1. Periods with high annual

growth are observed at positions 215, 520 and 815. The main reasons for the distinctive growth reactions are changes in environmental conditions. Temperature and precipitation changes either impact the growing conditions directly or affect environmental factors such as sedimentation rates and the ground-water table.

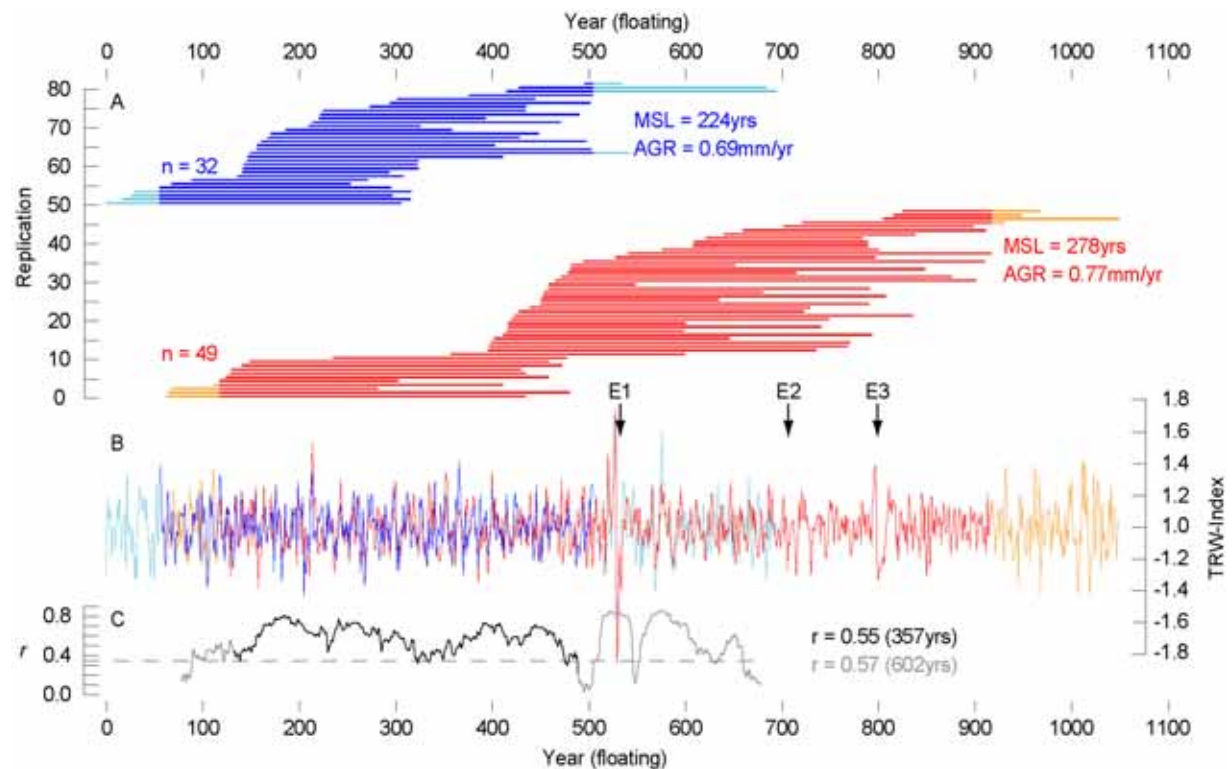


Fig. 4. A. Replication plots of the new Allerød tree-ring chronology, geographically split into two cohorts, Landikon (blue) and Gaenziloo (red). B. 32-year spline chronologies of both cohorts. Replication of below 5 series is indicated by light colours. Three events (E1, E2, and E3) of pronounced growth reduction are marked by arrows. C. 31-year moving correlation between the high-frequency chronologies from Gaenziloo and Landikon, with the black line corresponding to the well-replicated period (grey part: replication below 5 series). The dashed horizontal line denotes the 99% significance level, corrected for lag-1 autocorrelation (Trenberth, 1984).

3.3 Growth-trends

The growth trends of various species typically show an abrupt increase in annual growth during the juvenile phase (from the pith to the juvenile growth maximum). Afterwards an exponential decrease proceeds as a function of cambial age until the waney edge (Matalas, 1962; Fritts, 1976). All the trees included were shifted to the initial year of the chronology, taking into consideration an estimated pith offset of some trees. Contrary to the commonly expected growth trend, the one from the new Allerød chronology starts with a juvenile period of increasing growth, which reaches its maximum after about 100 years and has a very slow almost linear decrease thereafter (Fig. 5A). Some shifts in the age-aligned mean curve are caused by periods of high tree mortality (e.g. after the cambial age of 340 years).

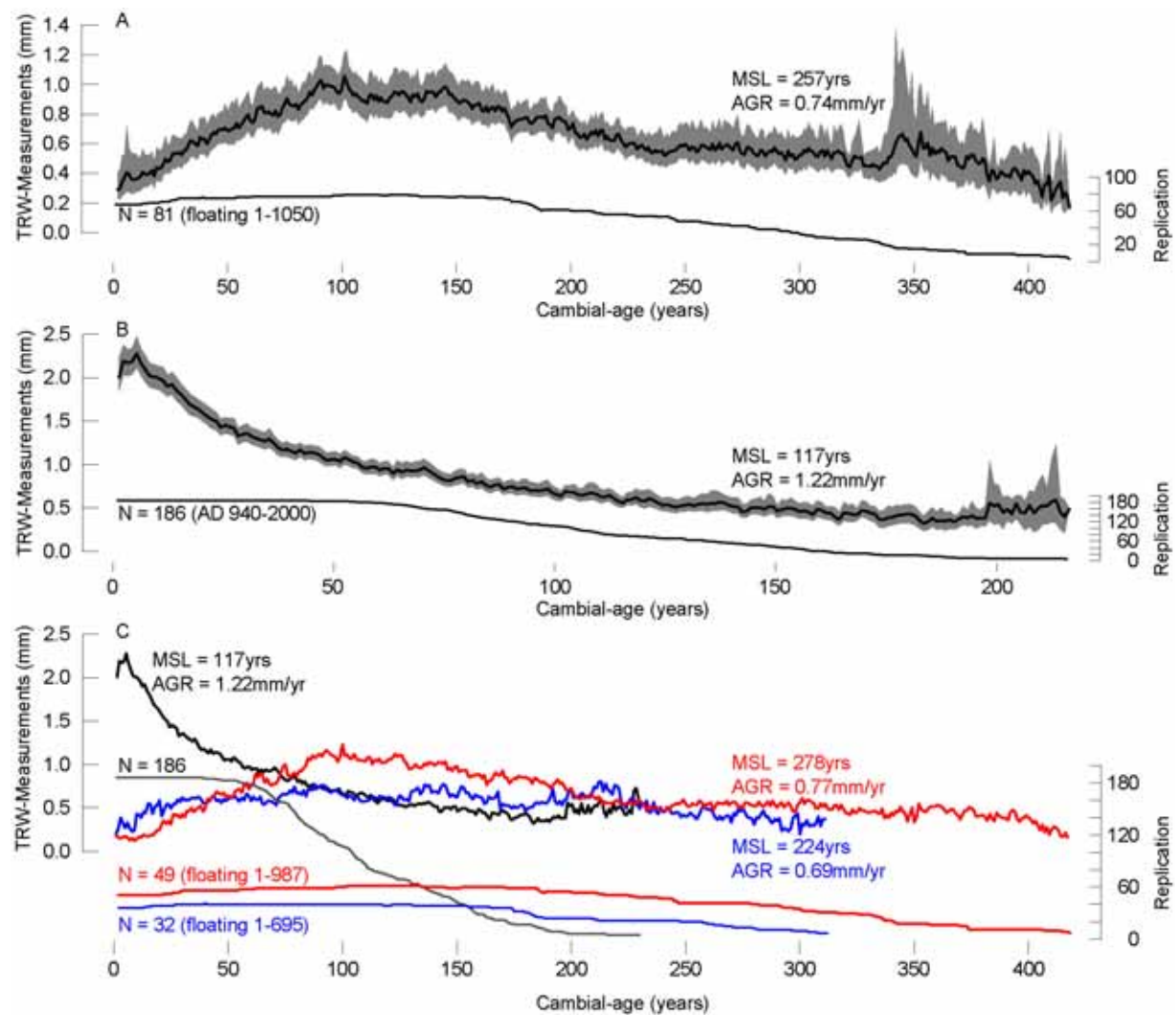


Fig. 5. A. The age-aligned mean curve and its replication, calculated for the new Allerød chronology. B. The age-aligned mean curve of the recent reference dataset. Mean curves (RC) were calculated after power-transformation, plus pith-offset estimation for the Allerød data. Grey shadings denote the 95% bootstrap confidence limits. C. The age-aligned mean curves plus replication from Landikon (blue) and Gaenziloo (red), are shown in relation to the RC of the reference dataset (black). All RCs are truncated at low replications (< 5).

For comparison, a composite dataset of 186 living and historical Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) chronology from the Canton Valais was used (Fig. 5B). Samples were collected by M. Schmidhalter for dendroarchaeological dating purposes (see also: Büntgen et al., 2006) from elevations around 1,000 m a.s.l., covering the period AD 940–2000. The mean segment length is 117 years, and the average growth rate 1.22 mm/yr (Fig. 5B). The inter-series correlation of the 186 ring-width series using COFECHA was $r = 0.32$. There is a potential mismatch between the innermost measured ring and the pith (cambial age of one). While the location of sampling on the fossil trees is well determined, the position of sampling in historical samples, e.g. in beams in buildings, is unknown.

The regional curve (RC) of these recent pines is close to the expected shape, which is also known from other studies using large and fairly representative datasets (Bräker, 1981; Briffa et al., 1996; Esper et al., 2003; Büntgen et al., 2005a; Helama et al., 2005). A steep rise during the first decade, a short optimum period and a long exponential decrease are clearly visible. A comparison of the RCs of the two Lateglacial sites shows some differences (Fig. 5C). The trend of the Landikon RC (blue line) is close to the one from Gaenziloo (red). The near-balanced, linear shape of the Landikon growth curve is less

arched, but more-or-less on the same level as the Gaenziloo RC. A comparison of the mean segment lengths and average growth rates reveals minor differences. On average, the trees from Gaenziloo are older (278 to 224 years), and they also show larger rates of increment (0.77 to 0.69 mm/yr). The differences among the fossil chronologies are remarkably small in relation to the recent reference dataset. Not only do shapes differ, but also the absolute values of the ring widths. The maximum growth of the reference RC is about 2.25mm/yr, compared to 1.25mm/yr in Gaenziloo and 0.8mm/yr in Landikon. These are significant differences between the potential growth rate of the recent chronology and the measured one in the fossil wood.

3.4 Low-frequency variability

Even though the chronology-internal statistics for $Rbar$ and EPS are more convincing after individual spline detrending, we used the RCS chronology here because it is designed to retain low-frequency information from the raw measurement series best. The currently longest Lateglacial tree-ring chronology was the result of combining the composite dataset of 81 fossil pine samples from Gaenziloo and Landikon with the age-related RCS detrending technique.

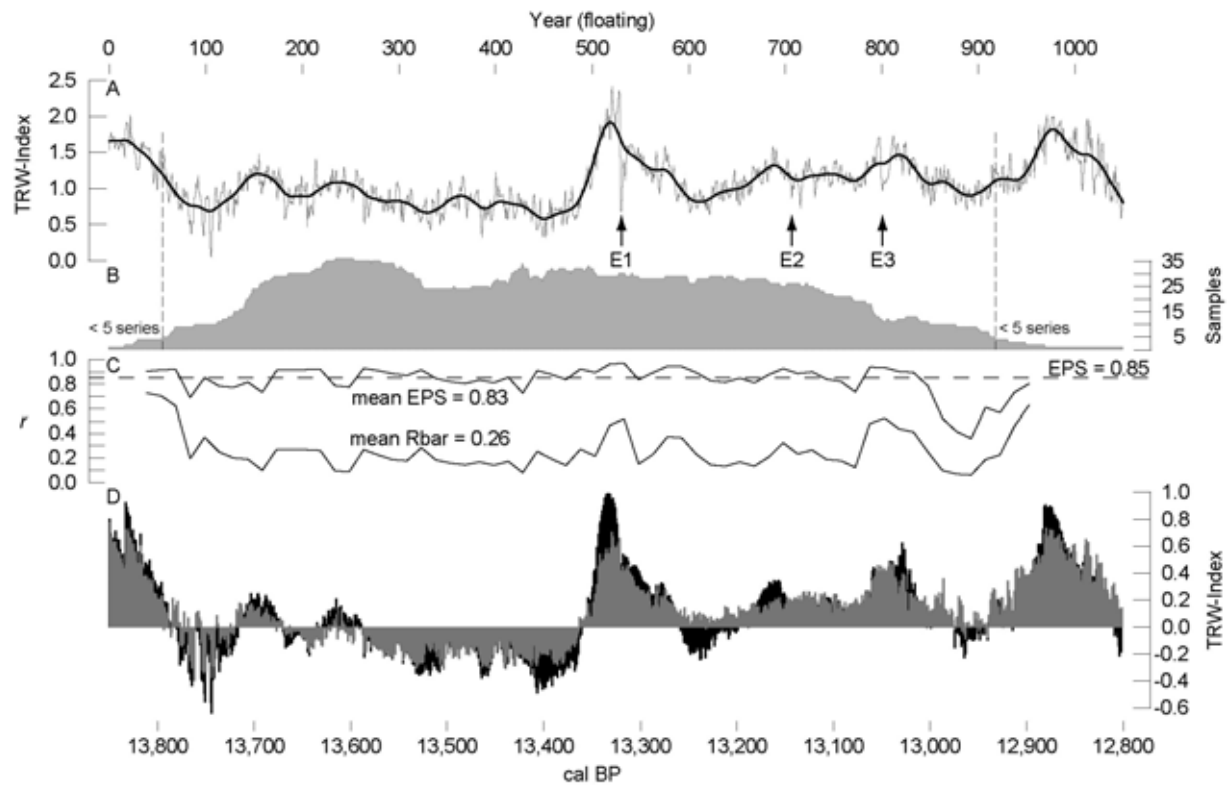


Fig. 6. A. The new Allerød RCS chronology (grey). The black line denotes a 40-year low pass filter. B. The replication of the chronology. C. EPS and $Rbar$ values computed over 30-year windows, lagged by 15 years. The dashed horizontal line denotes the 0.85 EPS quantity threshold. D. The residuals between the new RCS chronology and the two spline chronologies, the 32-year (see Fig. 4B, black colour) and the 250-year (grey colour).

The new RCS Allerød chronology shows two quasi-cyclic, multi-centennial long swings from approximately relative year 1 to year 500 and then year 600 to year 1000 (on the relative scale), interrupted by a distinct growth increase around year 500 within the floating sequence (Fig. 6A). Note that the very early and the very late chronology sections are characterized by a lower replication than the

five samples (Fig. 6B), which thus include individual fluctuations that reach the amplitude of the 500 year growth increase (see Discussion). Sufficient sample replication >5 series and reasonable internal signal strength (Fig. 6C) are available for most of the chronology's length (1050 years). *Rbar* and *EPS* values, however, indicate a temporary decreasing quality towards the Younger Dryas (approx. position 920 in Fig. 6). This fact may reflect the impact of the abrupt onset of the Younger Dryas.

Comparing the Allerød chronology after using RCS detrending and after using both individual 32-year and 250-year spline detrending reveals the degree to which low-frequency variability has been preserved (Fig. 6D). Residuals between the RCS and spline-detrended chronologies describe the overall shape of the estimated Allerød environmental fluctuations. The RCS chronology is fairly capable on wavelengths longer than the samples average segment length, while the chronologies after spline detrending are generally limited towards lower frequency variations. Major differences occur in periods of either high or low growth values, e.g. towards the record's end and the growth increase from around years 500 to 600. These are even more pronounced between the 32-year and RCS chronologies, and diminish when using longer 250-year cubic smoothing splines (see also Fig. 4B).

3.5 *Sedimentation rates*

To calibrate our sedimentation rates, we used the approach of Kaiser (1993) and calculated stump heights in relation to the number of tree rings. Consequently, the sedimentation rate for the Allerød was 2.5mm/yr with an average tree lifespan of approx. 400 years and 7 mm/yr with tree ages below 150 years at the beginning of the Younger Dryas (Schaub et al., 2005).

4 Discussion

4.1 *Site characteristics and tree-ring data*

The individual growth of all of the trees established on the Uetliberg fan was strongly influenced by the prevailing environmental conditions. The climatic changes in the Gerzensee oscillation greatly affected the individual growth of fossil pines and other species on the Swiss plateau. The extension of the erosion area is about half as large as the accumulation area. The erosion rate on the Uetliberg has to range between 5 and 14mm/yr (see also: Hinderer, 2001). Since the sedimentation rates have to be half of the erosion rates, the rates 2.5 mm/yr for the Allerød (Kaiser, 1993) and 7 mm/yr during the Younger Dryas (Schaub et al., 2005) coincide well with the results of Hinderer (2001).

The tree-ring data include the exact germination age, as mentioned above. Furthermore growth depressions visible in the chronologies of Gaenziloo and Landikon are significant when compared with the reference dataset (Büntgen et al., 2006). It is likely that the particular climatic and geomorphologic conditions prevailing at the time determined these suppressed growth patterns. It seems that there was a proportionally higher influence of geomorphologic activity on the tree-ring widths during both the juvenile phase and the die-off period. Climatic conditions, on the other hand, are assumed to be the main growth-limiting factor during the optimal and the adult phase.

The maximum growth of the Lateglacial tree-ring chronologies is up to 66% of that observed in the recent reference RC (Landikon) and the average growth rate is 40%. This reveals a significant response to the environmental conditions described. We assume that periods of high tree growth are likely to coincide with periods of low geomorphic activity and generally higher summer temperatures.

4.2 ^{14}C age determination

The distinct drop in ^{14}C ages is caused by a marked rise in atmospheric ^{14}C levels at the beginning of the Younger Dryas, which may have been caused by a reduction in ocean circulation and/or an increase in the ^{14}C production rate. Because of the short ^{14}C turnover time in the atmosphere and the mixed-layer reservoirs of less than a decade, the ^{14}C spike occurs at almost the same times in both reservoirs (Kromer et al., 2004).

The new chronology may contribute to a better understanding of the relationships between atmosphere and ocean circulation during this time period, which was characterized by distinctive climate changes. Our data provide strong evidence for an increase in the ^{14}C marine reservoir correction up to 650 years at the onset of the Younger Dryas, either because ocean ventilation decreased or ^{14}C production rates were higher.

4.3 *High-frequency variability*

In the high-frequency record, three events are highlighted: events E1 and E3 are clearly identifiable, while E2 marks the position where LSE is supposed to be (Fig. 6). The signal E1, the most pronounced disturbance in the chronology, is found in all tree-ring chronologies of this period from Switzerland (both locations of Allerød 1, DAEALCH2). We suspect that it was due to an event with supra-regional effects, such as a volcanic eruption or an abrupt climatic variation (e.g. comparable to the Older Dryas). The disruption lasted for 7 years and dates to approx. 13,220 cal BP. It resembles a growth depression pattern often observed following a volcanic eruption in more recent and also a few Lateglacial tree-ring records (Kaiser, 1993; Briffa et al., 1998; Friedrich et al., 1999; Kaiser et al., 2003; Krakauer and Randerson, 2003). The eruption of Le Puy de la Nugère in the Massif Central in France dates back to $11,360 \pm 130$ BP ($13,310 \pm 130$ cal BP) (Vannière et al., 2004). The tephra ejected by this particular eruption is called “La Retombée de la Moutade”. It was detected among other tephra layers only in Lake Lautrey, Jura (France). Lake Lautrey lies almost exactly halfway on a SW-NE axis between Le Puy de la Nugère and Zurich, approx. 480km away from each site. It is the only lake north of the Alps where this tephra has been detected (Vannière et al., 2004). With regard to the error of ± 130 years in the ^{14}C age determinations, the eruption of “La Retombée de la Moutade” may have been contemporaneous with E1. This suggests southwesterly winds during the eruption. No other volcanic events are known to have occurred in this period.

Regarding E2, an isochrone commonly used is the LSE in the late Allerød. It is reflected in various archives and has been radiocarbon dated by several authors to a date between 11,310 to 11,000 ^{14}C BP (Kaiser, 1993; Hajdas et al., 1995b; Friedrich et al., 1999; Litt et al., 2003). Probably the most reliable data derive from a poplar buried by the eruption (Baales et al., 1999). Several decadal samples were dated in the Heidelberg ^{14}C laboratory to a mean age of $11,063 \pm 12$ ^{14}C BP (Friedrich et al., 1999). Varved lake sediments have been used to define the interval between the LSE and the onset of the Younger Dryas as approx. 190 to 200 years (Brauer et al., 1999; Merkt and Müller, 1999; Litt et al., 2003). In the lake marl record of Gerzensee, the LSE is located at the end of the Gerzensee deviation just before the very last climatic peak in the stable isotope record before the onset of the Younger Dryas (Eicher, 1980; Ammann et al., 2000).

The LSE is not only detectable in varves and lake marl, but causes also a prominent signal in tree rings. Kaiser (1993) noticed a distinctive disturbance in tree-ring widths of 5 years in the chronology DAEALCH3, with an average ^{14}C age of 11,063 BP. Wood densities, which reflect summer temperatures, were also clearly reduced 192 years before the onset of the Younger Dryas (Kaiser, 1993; Frie-

drich et al., 1999; Kaiser et al., 2003). Such growth disturbances were probably due to a high SO₂ input into the stratosphere, sustained aerosol formation and stratospheric residence, ozone depletion, and a lowering of the tropospheric temperature (Schmincke et al., 1999; Robock, 2000, 2002).

Given these different findings the LSE should also be detectable in the new Allerød 1 tree-ring chronology, especially as the sites in the Zurich area are only 22km away from Daettm. But no distinctive disturbance, in the time window defined by the radiocarbon data and similar to that in DAEALCH3 could be found 190 to 200 years before the onset of the Younger Dryas. The position where the LSE ought to be located is highlighted by E2 (see Fig. 4B, 6A, 7). Two growth disturbances within 9 years are apparent, but both are less distinctive than in DAEALCH3.

E3, at position 800, is only established in Gaenziloo (Fig. 4B). The tree-ring reference that exists within this time window (DAEALCH3) has not yet been matched to Allerød 1. The trigger could have been either local or supra-regional, but we do not have sufficient evidence to decide which.

4.4. *Growth trends*

The shape of the Allerød RC indicates the extreme conditions the trees had to face at the time. The extremely narrow ring widths in the earliest rings close to the pith reflect the struggle when the tree's growth was subdued (Fig. 5A). The maximum tree-ring width and the maximum's amplitude support the claim that the climatic and geomorphologic conditions at the time were stressing the trees. The duration of the small optimum growth was not reached before year 100. Further evidence is provided in the reference RC, revealing standard growth performances of Scots pines. A separation of the Gaenziloo dataset into two subsets (germination before and after position 300, Fig. 4A) resulted in the same shape of the RCs, and also the same amplitude, as that of the whole dataset (not shown).

4.5. *Low-frequency comparison*

Regarding the Northern Hemisphere, a comparison between the tropical Cariaco grey-scale sequence (Hughen et al., 1996; Hughen et al., 1998b) and the polar North GRIP annual layer thickness profile (Rasmussen et al., 2006) is presented in Fig. 7. Tree rings reflect a variety of factors, including summer temperatures and variations in the water table (e.g. drought stress). Geomorphologic activity interferes with growth mainly during the juvenile phase. The sediment reflectance (grey scale) of the Cariaco marine record reveals the local surface productivity, while the annual layer thicknesses in the NorthGRIP ice core are closely related to the air temperature at the time of precipitation.

In general, the NGRIP data are consistent with the Cariaco record. They show clearly three depressions marked by grey shadings. The first one spans about 50 years (13,590-13,540 cal BP) followed by almost 320 years of continuous progression, including some fluctuations mainly in the NGRIP record. The second depressed period spans 270 years (13,220-12,950 cal BP). Preceding the last depression at position 12,850, a short recovery phase is visible.

The RCS chronology shows similar characteristics to both other records. The progression of the tree-ring chronology from the onset to 13,220 cal BP agrees with the characteristics of the GI-1c, and also with those of the NGRIP and the Cariaco records. The peak in the tree-ring record at 13,230 cal BP is reflected in both the Cariaco and NGRIP records, and coincides with the Gerzensee deviation (IACP- Inner Allerød Cold Period, GI-1b) (Eicher, 1980; Johnsen et al., 1992; Lehman and Keigwin, 1992). The GI-1b is a slight climatic setback in the tree-ring chronology of 265 years, divided into two troughs 160 and 105 years in duration. These can also be detected in the Cariaco record, but are not found in the NGRIP annual layer thickness. The recovery period in all three records and the distinct

trough in the tree-ring record are all characteristic of the end of the Allerød (GI-1a). The final decline leads into the Younger Dryas (GS-1), but according to the radiocarbon data, it is still part of the late Allerød. We conclude that the biostratigraphically defined chronozones, e.g. the Allerød and Younger Dryas, compare almost directly with the Greenland ice-core based GI-notations.

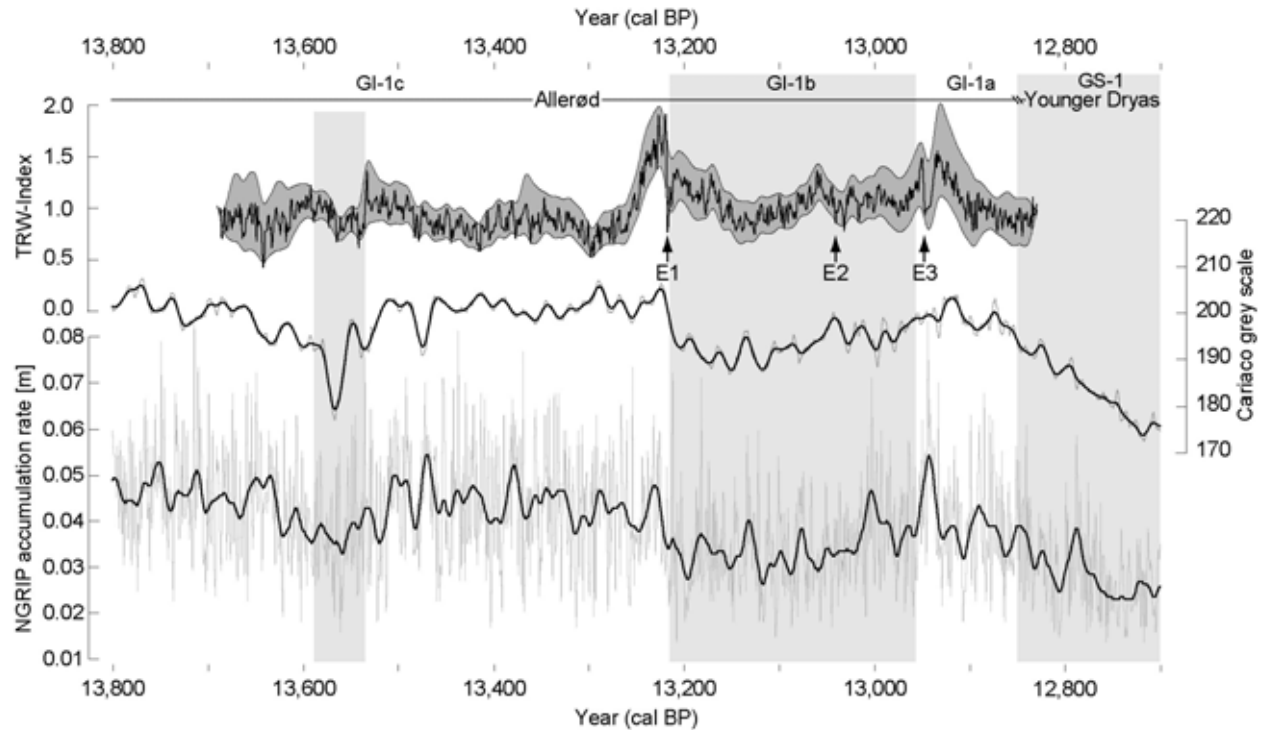


Fig. 7. Comparison of three archives from low, mid, and high latitudes in the northern hemisphere: The RCS tree-ring series, after power transformation and a pith-off estimation, is compared to a 20-year spline chronology of the Cariaco grey scale (Hughen et al., 1996; Hughen et al., 1998b) and to a 20-year spline chronology of the annual NGRIP accumulation rates (Rasmussen et al., 2006). Both the Cariaco and the NGRIP records are individually dated and matched at their original position, while the floating RCS chronology is linked to the Cariaco dataset by ^{14}C wiggle matching. The depressions are marked by grey shadings.

5 Conclusions

We constructed a 1050-year chronology of 81 Swiss pine trees in the Lateglacial, extending approximately 80 years into the Younger Dryas. Crossdating was facilitated by numerous decadal ^{14}C age determinations. Using detrending methodologies, which preserve long-term variations that exceed the duration of single segments (i.e. the age of trees), we were able to reconstruct both short- and long-term climatic and environmental fluctuations during the Allerød. Lateglacial pine growth rates are significantly reduced compared to growth in the previous millennium, particularly during the first 100 years of a tree's lifespan. We observed climate signals in our chronology which appear synchronous with events documented in the Greenland ice cores and in marine sediments of the tropical Atlantic from the early Allerød to the onset of the Younger Dryas.

Acknowledgements

We are greatly obliged to of the ‘Tiefbauamt des Kantons Zürich (Mr. Otto Schnellli)’ for financial and technical support and ‘Dr. Heinrich Jäckli AG Zürich (Geologie-Geotechnik-Grundwasser)’ for administrative processing. The ^{14}C analyses were done within the German DEKLIM-program (Federal Ministry of Education and Research). We are also indebted to the Swiss Federal Research Institute WSL (Switzerland) for hospitality and access to their facilities. We thank Konrad A. Huguen for providing the Cariaco dataset and Martin Schmidhalter for recent and historic pine samples from Canton Valais. We appreciate the helpful comments on the manuscript of the two journal reviewers, Jan Esper and Suzanne Leroy. U.B. was supported by the SNSF project EURO-TRANS (#200021-105663). Silvia Dingwall kindly checked our English.

References

- Ammann, B., Birks, H.J.B., Brooks, S.J., Eicher, U., Von Grafenstein, U., Hofmann, W., Lemdahl, G., Schwander, J., Tobolski, K., Wick, L., 2000. Quantification of biotic responses to rapid climatic changes around the Younger Dryas - a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159, 313-347.
- Baales, M., Bittmann, F., Kromer, B., 1999. Verkohlte Bäume im Trass der Laacher See-Tephra bei Kruft (Neuwieder Becken). *Archäologisches Korrespondenzblatt* 28, 191-204.
- Becker, M., Bert, G.D., Bouchon, J., Dupouey, J.L., Picard, J.F., Ulrich, E., 1995. Long-term changes in forest productivity in Northeastern France - The dendroecological approach. In: Landmann, G., Bonneau, M. (Eds.), *Forest decline and atmospheric deposition effects in the French mountains*. Springer, Berlin, pp. 143-156.
- Björck, S., Walker, M.J.C., Cwynar, L., Johnsen, S., Knudsen, K.L., Lowe, J., Wohlfarth, B., 1998. An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science* 13 (4), 283-292.
- Black, D.E., Peterson, L.C., Overpeck, J.T., Kaplan, A., Evans, M.N., Kashgarian, M., 1999. Eight centuries of North Atlantic Ocean atmosphere variability. *Science* 286, 1709-1713.
- Bräker, O.U., 1981. Der Alterstrend bei Jahrringdichten und Jahrringbreiten von Nadelhölzern und sein Ausgleich. *Mitteilungen der forstlichen Bundesversuchsanstalt Wien* 142, 75-102.
- Brauer, A., Endres, C., Günter, C., Litt, T., Stebich, M., Negendank, J.F.W., 1999. High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary Science Reviews* 18, 321-329.
- Briffa, K.R., Jones, P.D., Bartholin, T.S., Eckstein, D., Schweingruber, F.H., Karlén, W., Zetterberg, P., Eronen, M., 1992. Fennoscandian summers from AD 500: temperature changes on short and long timescales. *Climate Dynamics* 7, 111-119.
- Briffa, K.R., Jones, P.D., Schweingruber, F.H., Karlén, W., Shiyatov, S.G., 1996. Tree ring variables as proxy-climate indicators. Problems with low-frequency signals. In: Jones, P.D., Bradley, R.S., Jouzel, J. (Eds.), *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. Springer, Berlin, pp. 9-41.
- Briffa, K.R., Jones, P.D., Schweingruber, F.H., Osborn, T.J., 1998. Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature* 393, 450-455.
- Büntgen, U., Esper, J., Frank, D.C., Nicolussi, K., Schmidhalter, M., 2005a. A 1052-year tree-ring proxy of Alpine summer temperatures. *Climate Dynamics* 25, 141-153.
- Büntgen, U., Esper, J., Frank, D.C., Treydte, K., Schmidhalter, M., Nicolussi, K., Seifert, M., 2005b. The effect of power transformation on RCS - evidence from three millennial-length alpine chronologies. *TRACE - Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology*. Forschungszentrums Jülich, Jülich, Germany, pp. 141-149.
- Büntgen, U., Bellwald, I., Kalbermatten, H., Schmidhalter, M., Frank, D.C., Freund, H., Bellwald, W., Neuwirth, B., Nüsser, M., Esper, J., 2006. 700 years of settlement and building history in the Lötschental/Switzerland. *Erdkunde* 60 (2), 96-112.
- Cook, E.R., Peters, K., 1981. The smoothing spline: A new approach to standardizing forest interior tree-ring width series for dendroclimatic studies. *Tree-Ring Bulletin* 41, 45-53.
- Cook, E.R., 1985. A time series analysis approach to tree-ring standardization. Ph.D. thesis, University of Arizona, USA.

- Cook, E.R., Briffa, K.R., Meko, D.M., Graybill, D.A., Funkhouser, G., 1995. The 'segment length curse' in long tree-ring chronology development for palaeoclimatic studies. *The Holocene* 5, 229-237.
- Cook, E.R., Peters, K., 1997. Calculating unbiased tree-ring indices for the study of climatic and environmental change. *The Holocene* 7 (3), 361-370.
- Crüger, T., Fischer, H., Von Storch, H., 2004. What do accumulation records of single ice cores in Greenland represent? *Journal of Geophysical Research* 109, D21110, doi:10.1029/2004JD005014.
- Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Hammer, C.U., Clausen, H.B., Jouzel, J., 1993. Past accumulation rates derived from observed annual layers in the GRIP ice core from Summit, Central Greenland. In: Peltier, R.W. (Ed.), *Ice in the Climate System*. Springer, New York, pp. 517-532.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for General Instability of Past Climate from a 250-Kyr Ice-Core Record. *Nature* 364, 218-220.
- Douglass, A.E., 1941. Crossdating in Dendrochronology. *Journal of Forestry* 39, 825-831.
- Eicher, U., 1980. Pollen- und Sauerstoffisotopenanalysen an den spätglazialen Profilen vom Gerzensee, Faulenseemoos und vom Regenmoos ob Boltigen. *Mitteilung der Naturforschenden Gesellschaft Bern* 37, 65-80.
- Esper, J., Cook, E.R., Schweingruber, F.H., 2002. Low-frequency signals in long tree-ring chronologies and the reconstruction of the past temperature variability. *Science* 295, 2250-2253.
- Esper, J., Cook, E.R., Krusic, P.J., Peters, K., Schweingruber, F.H., 2003. Tests of the RCS method for preserving low-frequency variability in long tree-ring chronologies. *Tree-Ring Research* 59, 81-98.
- Friedrich, M., Kromer, B., Spurk, H., Hofmann, J., Kaiser, K.F., 1999. Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quaternary International* 61, 27-39.
- Friedrich, M., Kromer, B., Kaiser, K.F., Spurk, M., Hughen, K.A., Johnsen, S.J., 2001. High-resolution climate signals in the Bølling-Allerød Interstadial (Greenland Interstadial 1) as reflected in European tree-ring chronologies compared to marine varves and ice-core records. *Quaternary Science Reviews* 20, 1223-1232.
- Friedrich, M., Remmele, S., Kromer, B., Hofmann, J., Spurk, M., Kaiser, K.F., Orsel, C., Küppers, M., 2004. The 12,460 year Hohenheim oak and pine tree-ring chronology from Central Europe - A unique annual record for radiocarbon calibration and paleo-environment reconstructions. *Radiocarbon* 46 (3), 1111-1122.
- Fritts, H.C., 1976. *Tree Rings and Climate*. Academic Press, New York.
- Goslar, T., Kuc, T., Ralska-Jasiewiczowa, M., Rozanski, K., Arnold, M., Bard, E., Van Geel, B., Pazdur, M.F., Szerozynska, K., Wicik, B., Wieckowski, K., Walanus, A., 1993. High-resolution lacustrine record of the Lateglacial/Holocene transition in Central Europe. *Quaternary Science Reviews* 12, 287-294.
- Goslar, T., Balaga, K., Arnold, M., Tosnerat, N., Starnawaska, E., Kuzniarski, M., Chróst, A., Walanus, A., Wieckowski, K., 1999. Climate-related variations in the composition of the Lateglacial and Early Holocene sediments of Lake Perespilno (eastern Poland). *Quaternary Science Reviews* 18, 899-912.
- Hajdas, I., Ivy-Ochs, S.D., Beer, J., Bonani, G., Imboden, D., Lotter, A.F., Sturm, M., Suter, M., 1993. AMS radiocarbon dating and varve chronology of Lake Soppensee: 6,000 to 12,000 ¹⁴C years BP. *Climate Dynamics* 9, 107-116.
- Hajdas, I., Ivy-Ochs, S.D., Bonani, G., 1995a. Problems in extension of the radiocarbon calibration curve (10-13 kyr BP). *Radiocarbon* 37, 75-79.
- Hajdas, I., Ivy-Ochs, S.D., Bonani, G., Lotter, A.F., Zolitschka, B., Schlüchter, C., 1995b. Radiocarbon age of the Laacher See tephra: 11,230 ±40 BP. *Radiocarbon* 37 (2), 149-154.
- Helama, S., Timonen, M., Lindholm, M., Meriläinen, J., Eronen, M., 2005. Extracting long-period climate fluctuations from tree-ring chronologies over timescales of centuries to millennia. *International Journal of Climatology* 25 (13), 1767-1779.
- Hinderer, M., 2001. Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta* 14, 231-263.
- Holmes, R.L., 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurements. *Tree-Ring Bulletin* 43, 69-78.
- Hughen, K.A., Overpeck, J.T., Peterson, L.C., Trumbore, S., 1996. Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation. *Nature* 380, 51-54.
- Hughen, K.A., Overpeck, J.T., Lehman, S.J., Kashgarian, M., Southon, J.R., 1998a. A new ¹⁴C calibration data set for the last deglaciation based on marine varves. *Radiocarbon* 40, 483-494.
- Hughen, K.A., Overpeck, J.T., Lehman, S.J., Kashgarian, M., Southon, J., Peterson, L.C., Alley, R.B., Sigman, D.M., 1998b. Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature* 391, 65-68.
- Hughen, K.A., Southon, J.R., Lehman, S.J., Overpeck, J.T., 2000. Synchronous radiocarbon and climate shifts

- during the last deglaciation. *Science* 290, 1951-1954.
- Huntley, B., Watts, W.A., Allen, J.R.M., Zolitschka, B., 1999. Palaeoclimate, chronology and vegetation history of the Weichselian Lateglacial: comparative analysis of the data from tree cores at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary Science Reviews* 18, 945-960.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J.P., 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311-313.
- Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdóttir, A.E., White, J., 2001. Oxygen isotope and paleotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science* 16, 299-307.
- Jones, R.T., Marshall, J.D., Crowley, S.F., Bedford, A., Richardson, N., Bloemendal, J., Oldfield, F., 2002. A high resolution, multiproxy Late-glacial record of climate change and intrasystem responses in north-west England. *Journal of Quaternary Science* 17 (4), 329-340.
- Kaiser, K.F., 1979. Ein spätglazialer Wald im Dätttau bei Winterthur/Schweiz. Ph.D. thesis, University of Zurich.
- Kaiser, K.F., Eicher, U., 1987. Fossil pollen, molluscs, and stable isotopes in the Daetttau valley, Switzerland. *Boreas* 16, 293-303.
- Kaiser, K.F., 1993. Beiträge zur Klimageschichte vom Hochglazial bis ins frühe Holozän, rekonstruiert mit Jahrringen und Molluskenschalen aus verschiedenen Vereisungsgebieten. Ziegler Druck- und Verlags-AG, Winterthur.
- Kaiser, K.F., Merkt, J., Eicher, U., 2003. The Laachersee eruption (LSE) - an enormous catastrophe - the Laachersee tephra (LST) - an important Late glacial isopach. International colloquium of Ravello. Edipuglia, Bari, Italy, pp. 121-129.
- Kapsner, W.R., Alley, R.B., Shuman, C.A., Anandkrishnan, S., Grootes, P.M., 1995. Dominant influence of atmospheric circulation on snow accumulation in Greenland over past 18,000 years. *Nature* 373, 52-54.
- Kitagawa, H., Van Der Plicht, J., 1998a. Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000 yr B.P.: Late glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science* 279, 1187-1190.
- Krakauer, N.Y., Randerson, J.T., 2003. Do volcanic eruptions enhance or diminish net primary production? Evidence from tree rings. *Global Biogeochemical Cycles* 17 (4), doi:10.1029/2003GB002076.
- Kromer, B., Münnich, K.O., 1992. CO₂ gas proportional counting in radiocarbon dating - review and perspective. In: Taylor, R.E., Long, A., Kra, R.S. (Eds.), *Radiocarbon after Four Decades*. Springer, New York, pp. 184-197.
- Kromer, B., Friedrich, M., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Remmele, S., Schaub, M., Talamo, S., 2004. Late Glacial ¹⁴C ages from a floating, 1382-ring pine chronology. *Radiocarbon* 46 (3), 1203-1209.
- Lehman, S.J., Keigwin, L.D., 1992. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. *Nature* 356, 757-762.
- Leroy, S.A.G., Zolitschka, B., Negendank, J.F.W., Seret, G., 2000. Palynological analyses in the laminated sediment of Lake Holzmaar (Eifel, Germany): duration of Lateglacial and Preboreal biozones. *Boreas* 29, 52-71.
- Litt, T., Brauer, A., Goslar, T., Merkt, J., Balaga, K., Müller, H., Ralska-Jasiewiczowa, M., Stebich, M., Negendank, J.F.W., 2001. Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* 20, 1233-1249.
- Litt, T., Schmincke, H.-U., Kromer, B., 2003. Environmental response to climatic and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial. *Quaternary Science Reviews* 22, 7-32.
- Lowe, J.J., 2001. Climatic oscillations during the last glacial cycle - nature, causes and the case for synchronous effects. *Biology and Environment: Proceedings of the Royal Irish Academy* 101B, 19-33.
- Magny, M., Aalbersberg, G., Bégeot, C., Benoit-Ruffaldi, P., Bossuet, G., Disnar, J.-R., Heiri, O., Laggoun-Defarge, F., Mazier, F., Millet, L., Peyron, O., Vannière, B., Walter-Simonnet, A.-V., 2006. Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial-Holocene transition: A multi-proxy record of Lake Lautrey. *Quaternary Science Reviews* 25, 414-445.
- Matalas, N.C., 1962. Statistical properties of tree ring data. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology* 7, 39-47.
- Merkt, J., Müller, H., 1999. Varve chronology and palynology of the Late Glacial in northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. *Quaternary International* 61, 41-59.
- Mitchell, V.L., 1967. An investigation of certain aspects of tree growth rates in relation to climate in the central Canadian boreal forest. Technical report 33, Department of Meteorology, University of Wisconsin, Wisconsin, USA.
- Müller, B.V., 2000. Datierung fossiler Hölzer am Übergang Jüngere Dryas / Präboreal. Diplomarbeit,

- Geographisches Institut, Universität Zürich, Schweiz.
- NorthGRIP Members, 2004. High resolution Climate Record of the Northern Hemisphere reaching into the last Glacial Interglacial Period. *Nature* 431, 147-151.
- Osborn, T.J., Briffa, K.R., Jones, P.D., 1997. Adjusting variance for sample-size in tree-ring chronologies and other regional-mean time-series. *Dendrochronologia* 15, 89-99.
- Peterson, L.C., Overpeck, J.T., Kipp, N.G., Imbrie, J., 1991. A high-resolution late Quaternary upwelling record from the anoxic Cariaco Basin, Venezuela. *Paleoceanography* 6, 99-119.
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research* 111, doi:10.1029/2005JD006079.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Van Der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46 (3), 1029-1058.
- Rinn, F., 1996. TSAP - time series analyses presentation. Referenz manual (version 3.0). RinnTech, Heidelberg.
- Robock, A., 2000. Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics* 38, 2, 191-219.
- Robock, A., 2002. The climatic aftermath. *Science* 295, 1242-1244.
- Schaub, M., Kaiser, K.F., Kromer, B., Talamo, S., 2005. Extension of the Swiss Lateglacial tree-ring chronologies. *Dendrochronologia* 23, 11-18.
- Schmincke, H.U., Park, C., Harms, E., 1999. Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP. *Quaternary International* 61, 61-72.
- Schweingruber, F.H., 1996. Tree rings and environment. *Dendroecology*. Haupt, Bern.
- Siegenthaler, U., Eicher, U., Oeschger, H., 1984. Lake sediments as continental $\delta^{18}\text{O}$ records from the Glacial/Postglacial transition. *Annals of Glaciology* 5, 149-152.
- Spurk, M., Friedrich, M., Hofmann, J., Remmele, S., Frenzel, B., Leuschner, H.H., Kromer, B., 1998. Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quaternary International* 61, 27-39.
- Stuiver, M., Grootes, P.M., Braziunas, T.F., 1995. The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16,500 years and the role of the Sun, ocean and volcanoes. *Quaternary Research* 44, 341-354.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Van Der Plicht, J., Spurk, M., 1998. IntCal98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40 (3), 1041-1083.
- Taylor, K.C., Hammer, C.U., Alley, R.B., Clausen, H.B., Dahljensen, D., Gow, A.J., Gundestrup, N.S., Kipfstuhl, J., Moore, J.C., Waddington, E.D., 1993. Electrical-Conductivity Measurements from the GISP2 and Grip Greenland Ice Cores. *Nature* 366, 549-552.
- Trenberth, K., 1984. Some effects of finite sample size and persistence on meteorological statistics. Part I: Auto-correlations. *Monthly Weather Review* 112, 2359-2368.
- Treydte, K., Schleser, G.H., Helle, G., Frank, D.C., Winiger, M., Haug, G.H., Esper, J., 2006. The twentieth century was the wettest period in northern Pakistan over the past millennium. *Nature* 440, 1179-1182.
- Vannière, B., Bossuet, G., Walter-Simonnet, A.-V., Ruffaldi, P., Adatte, T., Rossy, M., Magny, M., 2004. High-resolution record of environmental changes and tephrochronological markers of the Last Glacial-Holocene transition at Lake Lautrey (Jura, France). *Journal of Quaternary Science* 19 (8), 797-808.
- Walker, M.J.C., Coope, G.R., Sheldrick, C., Turney, C.S.M., Lowe, J.J., Blockley, S.P.E., Harkness, D.D., 2003. Devensian Lateglacial environmental changes in Britain: a multiproxy environmental record from Llanilid, South Wales, UK. *Quaternary Science Reviews* 22, 475-520.
- Wigley, T.M.L., Briffa, K.R., Jones, P.D., 1984. On the average of value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. *Journal of Applied Meteorology* 23, 201-213.

PAPER III

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

Dendrochronologia 23 (2005) 11–18

DENDROCHRONOLOGIA

www.elsevier.de/dendro

ORIGINAL ARTICLE

Extension of the Swiss Lateglacial tree-ring chronologiesMatthias Schaub^{a,b,*}, Klaus F. Kaiser^{a,b}, Bernd Kromer^c, Sahra Talamo^c^aSwiss Federal Research Institute WSL, Zuercherstrasse 111, Birmensdorf 8903, Switzerland^bDepartment of Geography, University of Zurich, Zurich 8057, Switzerland^cHeidelberg Academy of Sciences, INF 229, Heidelberg 69120, Germany

Received 29 March 2005; accepted 8 July 2005

Abstract

Fossil wood finds reveal a high resolution paleoclimatic proxy record of Lateglacial and Early Holocene. Eighty-one buried fossil pine stumps have been excavated on the construction site (Gaenziloo) of the A4-highway tunnel through Uetliberg near Zurich. The trees were buried during their lifetime by loamy alluvia washed down from the upper part of the slopes. The stumps have remained well preserved for more than 13,500 years. The cross sections of the trunks were analyzed dendrochronologically. The sections were dated by ^{14}C , and ^{14}C age vs. ring number were obtained from decadal sample segments.

Three floating chronologies were built. They cover a time span of 428 years in the Mid-Allerød (GAEALLCH_A), 561 years in the Late-Allerød (GAEALLCH_D) and 212 years in the Younger Dryas (GAEYD_A). Visual synchronisation, t -values, percentages of parallel variation ('Gleichlaeufigkeit') and radiocarbon wiggle matching (^{14}C age determinations on a decadal scale) as well as a check by the program Cofecha support the validity of the resulting chronologies.

The two Allerød-chronologies from Gaenziloo were linked with two chronologies from Daettgau (DAEALCH_1 and DAEALCH_2). They extend the existing floating Swiss chronology in the Late-Allerød by a total of 186 years. Unfortunately independent chronology GAEYD_A does not overlap with the actual absolute chronology developed by the tree-ring laboratory of the University of Hohenheim.

KeywordsFossil Scots pines (*Pinus sylvestris* L.), Gaenziloo, Dendrochronology, Allerød, Younger Dryas

Introduction

Climate change is one of the greatest and most controversial environmental, economic and social problems confronting our planet. To obtain an idea of past climate changes and to create reliable forms of prediction some proxy data such as from ice cores, varves and tree rings are of crucial importance. These archives have their own qualities in relation to precision, cost and sampling location (Jones et al., 1996). Time series from tree-ring data are highly reliable and available in many areas at moderate cost even for time periods prior to instrumental measurements (Schweingruber, 1996).

From a climatic point of view, the end of the Wurm Glacial Maximum (approx. 18,000 cal BP) was a highly variable time period. Greenland ice cores show that the Lateglacial (e.g. the beginning of the Bølling-Allerød interstadial around 14,500 cal BP) was characterized by an abrupt warming to approx. 1°C below the average Holocene level (Dansgaard et al., 1993; GRIP-Members, 1993). Until the end of the Allerød, at least three cycles of climatic cooling in Greenland can be distinguished (Bond et al., 1999). These are the Older Dryas, the Intra Allerød Cold Period and the Gerzensee deviation. A significant warming followed each of these cooling events (Taylor et al., 1993). The Bølling-Allerød interstadial was terminated abruptly by the final Lateglacial event, the Younger Dryas (YD), when the temperature decreased by approx. 7°C relative to the early Bølling (Dansgaard et al., 1993; GRIP-Members, 1993). The events are seen clearly in the gray scale signal of the Cariaco Basin varves (Hughen et al., 1998), the GRIP Greenland ice core record of $\delta^{18}\text{O}$ (Johnsen et al., 1992; Dansgaard et al., 1993), the electric conductivity records of GISP2 (Taylor et al., 1993) and tree-rings (Friedrich et al., 2001).

Tree-ring analysis is an established method for reconstructing past climates and calibrating very diverse dating methods (e.g. ^{14}C -age determination). Furthermore it provides an absolute dating method with annual resolution and can be used to assess, tree growth, long-term climatic changes as well as short-term events. Both tree-ring width and wood density retain the climatic conditions prevailing during the tree's vegetation period (Fritts, 1976; Briffa et al., 1990; Schweingruber et al., 1990).

It is important to develop chronologies that are as long as possible for calibrating or dating. Chronologies of the late Younger Dryas and early Preboreal have been matched against the Hohenheim pine-oak master chronology (Spurk et al., 1998; Friedrich et al., 1999). At the moment the absolute chronology dates back to 12,410 cal BP (Friedrich et al., 2004).

At present, there are several sites containing subfossil pine trunks of early Holocene (Preboreal) and Lateglacial (Bølling, Allerød and Younger Dryas) age. Consequently, Lateglacial floating chronologies exist (Kaiser, 1993; Friedrich et al., 2001). The main finds from Switzerland originated from the Daettina loam pit, where Kaiser (1993) was able to construct several chronologies. The oldest one spans 286 years at the End of the Bølling, the Older Dryas and the onset of the Allerød. The three Allerød chronologies span almost the entire time period, but they do not match each other, although two chronologies cover mostly the same period in time (Kaiser, 1993). Several chronologies exist for the late Younger Dryas. A few of them have been used to extend the absolute chronology (Friedrich et al., 2004).

As already mentioned, a few gaps remain between the Swiss Lateglacial chronologies:

- Bølling and Allerød chronologies are not crossdated;
- A gap between the two Allerød chronologies may exist.

The project presented in this article primarily focuses on the new tree finds in the Zurich area (Switzerland). The aims of the project are:

- to build new Lateglacial chronologies from the Zurich area;
- to increase the replication of the Lateglacial chronologies;
- to extend the existing Swiss Lateglacial chronologies;
- to fill the gaps between the existing chronologies.

Materials and methods

Study area

Melt water from the Alpine glaciers carved numerous lateral drainage channels on the Swiss Central Plateau during the last glacial maximum (approx. 20,000 yrs BP), such as in the valleys of Sihl in the vicinity of Zurich and Daettinau near Winterthur. After deglaciation, the vegetation started to become established in the valleys on the lower parts of the slope. Mass movements, precipitation and melt water filled the valleys with erosive material. This was predominantly loamy sediments originating



Fig. 1. Location of the find site Gaenziloo.

through the Uetliberg near Zurich started in summer 2000. A total of 81 fossil Scots pines (*Pinus sylvestris* L.) have since been recovered at the Gaenziloo construction site located on the western slope of the Uetliberg in the glacial melt-water channel of the Sihl valley (Fig. 1).

Material

The Gaenziloo archive contains fossil Scots pines, plant remains, land-snail shells and other macro- and micro-remains. While the pine trees were growing on this fan, they were repeatedly buried during their lifetimes and hermetically sealed in with loamy alluvia. As a result of the high resin content of the heartwood and how they were buried, they are well preserved. In the sapwood a few parts of the trees have started to rot.

The Scots pines are not able to react to a vertical cover of sediment by building an adventitious root system, but they are able to build epitropic or upwards growing roots from their existing root system. With the pines at our site this reaction did not happen fast enough. They therefore became submerged in water and died as soon as they had been covered by approx. 1 m of water-saturated loamy sediment (Grossmann, 1934; Kaiser, 1993).

from the upper part of the slope, which consisted of Upper Freshwater Molasse. These processes led to the formation of huge archives containing subfossil pines and other macro and micro remains. In the course of the development of the vegetation, the upper parts of the slopes also became covered and erosion stopped.

The construction work of the new highway tunnel

On the coast of Finland, pines covered by sand showed a similar reaction as they were unable to build an adventitious root system. The pines died due to a lack of water after being covered vertically by 5 m of sand (Hekkinen und Tikkanen, 1987).



Fig. 2. Loam pit in Zurich-Wiedikon at the foot of the Uetliberg in 1931. Hundreds of pine stumps became exposed during the excavations. The tree stumps in the photograph are all in situ.

People in the Zurich area have known about the loamy sediments and the stumps in them for centuries. Various brickyards utilised the loam from the pits around the Uetliberg 1540 (Escher, 1911). Grossmann (1934) mentioned hundreds of pine stumps and a birch stump, 50 to 150cm high and 20 to 50cm wide (Fig. 2).

Methods

The excavation of the eastern entrance of Uetlibergtunnel (Fig. 1) revealed high number of fossil pine finds. The 81 stumps collected were cut into discs with a chainsaw. A first cut was made at the level where the roots spread out to determine the germination date of each tree. More discs were taken 30-100cm higher to avoid growth irregularities caused by the roots. The samples were dried and polished. If there were parts with barley visible rings, the discs were smoothed with a razor-blade and white chalk or water was spread on the surface to obtain a contrast. The tree-ring widths were then measured using LINTAB and the program TSAP to nearest 1/100 mm (Rinn, 1996).

At least two discs per tree were investigated, one cut at the germination point and one above it. The innermost 100-150 rings only were measured to avoid any root disturbances on the lowest disc. On the top disc it is important to measure the longest radius, preferably from pith to bark. The radii were plotted on continuous paper and visually synchronized on the light-table as well as checked statistically with the TSAP program (*t*-values and Gleichlaufigkeit). Each disc with missing rings was cross-checked, which meant the discs had to be polished entirely. Suitable tree curves could be combined to form mean curve. To obtain chronologies, the corresponding mean curves were averaged. The program Cofecha was used to do a data quality control as well as to check the crossdating among the trees within chronologies (Grissino-Mayer, 2001).

In addition to the dendrochronological investigations, a total of 60 wood samples from Gaenziloo were analysed by high precision radiocarbon age determination at the Heidelberg ^{14}C Lab. Some of the resulting age determinations were used to adjust the trees by wiggle matching to the relative timescale. Others were specially used to ultimately develop the radiocarbon calibration-curve.

For ^{14}C analysis the tree-ring samples were pre-treated in a modified AAA procedure (overnight at 80°C 4% NaOH, 30 min. at 80°C in HCl, 1.5 hours at 80°C 4% NaOH, 30 min. at 80°C in HCl) and combusted to CO_2 in a Parr bomb. The CO_2 gas was purified and counted for 10 days in gas counters (Kromer und Münnich, 1992). The typical precision, including contributions from standard and background variations, is approx. 25 years. Whenever sufficient wood for a full sample (15 grams dry weight) was available, decadal samples were taken. Otherwise, more rings had to be used, resulting in a mean age for the section spanned by the sample.

Results

Gaenziloo-chronologies

From the total of 81 fossil pine stumps found at Gaenziloo, 36 pines were combined into three independent floating chronologies. Only the trees with the best statistical values (t -value > 4.0 / $Gl_k > 60$) and with a convincing visual accordance were used.

The resulting floating chronologies cover the main part of the Allerød from approx. 11,800 to 10,850 ^{14}C BP. A ^{14}C plateau >200 years at 11,100 ^{14}C BP hampers attempts to develop a continuous Allerød chronology. Tree finds are less frequent but continue into the Younger Dryas. Only 9 tree fossils were recovered that cover the early part of the YD until the beginning of the absolute pine chronology (12,410 cal BP).

The earliest floating chronology from Gaenziloo *GAEALLCH_A* (Gaenziloo-Allerød-Chronology A) is located in the Mid-Allerød. *GAEALLCH_A* showed a replication of 9 trees spanning 428 years (Fig. 3A). The life spans of the trees were between 350 and 400 years. The visual correlations as well as the

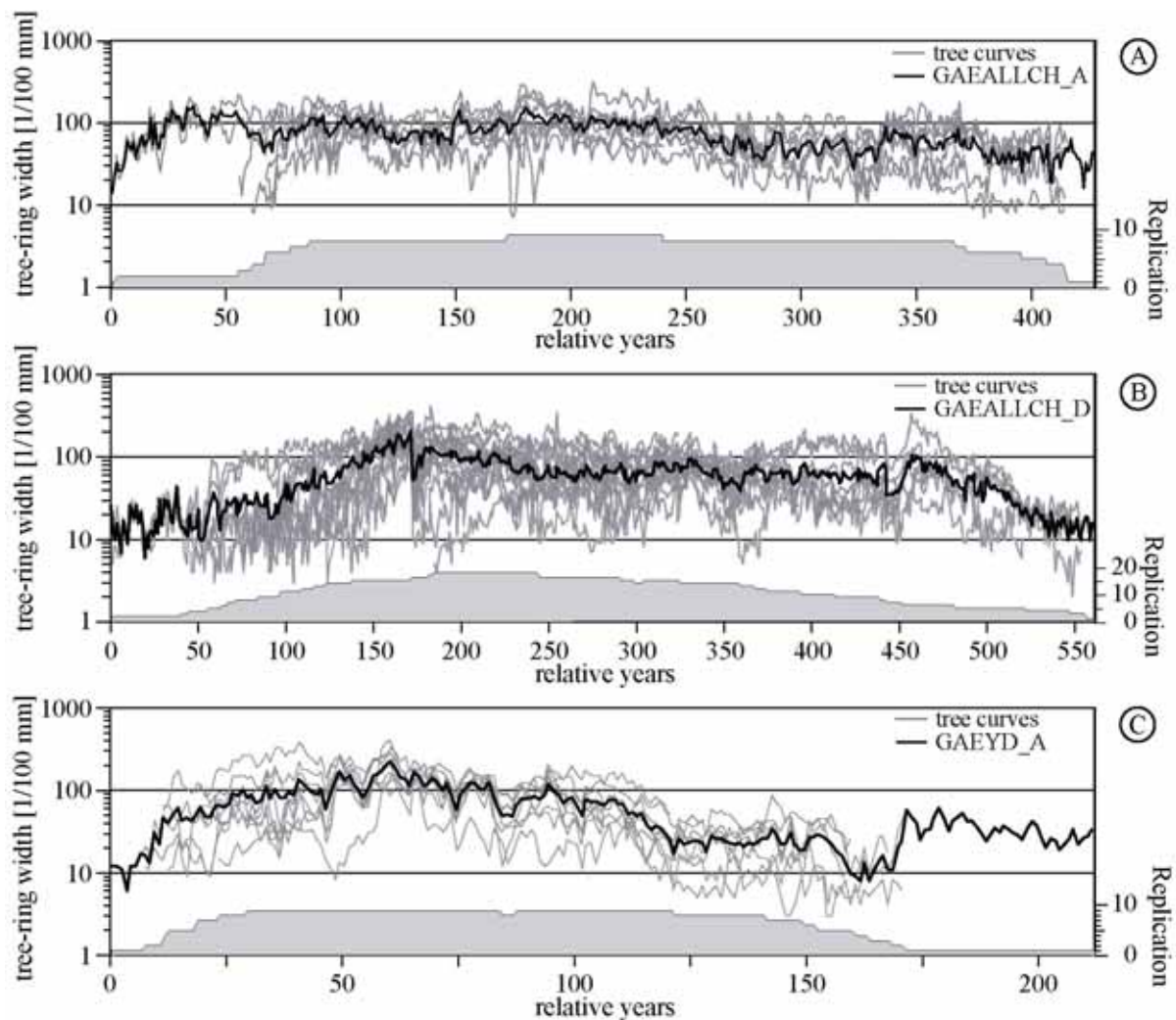


Fig. 3. (A) Chronology *GAEALLCH_A* is displayed as a black line among the gray single tree curves. The chronology spans 428 years. The replication is shown at the bottom of the figure. (B) Chronology *GAEALLCH_D* is shown similar to (A). The chronology covers 561 years. (C) Chronology *GAEYD_A* spans 212 years in the early Younger Dryas. The difference in duration between the two Allerød chronologies (A+B) and the Younger Dryas chronology (C) reflects the unfavourable environmental conditions during the Last Glacial Stadium.

statistical values revealed a combination of high accuracy. The mean t -value $((TVBP + TVH)/2)$ from all of the integrated tree curves is 5.6 and the mean Gleichlaeufigkeit (Glk) is 62.4.

The second floating chronology *GAEALLCH_D* covered 561 years in the late part of the Allerød. *GAEALLCH_D* consisted of 18 fossil pines (Fig. 3B). The oldest 2 trees were 436 years old. The visual accordance of the tree curves is high and the statistical tests show a good correlation (mean t -value 4.4, Glk 60.2). *GAEALLCH_D* appears as a distinct trough in all curves at relative rings from 173 to 179.

Chronology *GAEYD_A* (Gaenziloo-Younger Dryas A) covers the onset of the Younger Dryas with 9 trees (Fig. 3C). In this period the lifespan of the trees was apparently shorter than during the Allerød. The maximum tree age was about 200 years and the chronology spans 212 years. The statistical correlation of the different tree curves with each other shows a mean t -value of 4.0 and a mean Glk of 64 (Fig. 3).

Combination with existing chronologies

With respect to the existing Swiss-Lateglacial chronologies from Daettnau (Kaiser, 1993), Wiedikon (Müller, 2000) and the German Preboreal Pine Chronology (PPC) (Spurk et al., 1998) the Gaenziloo-chronologies cover some gaps in existing chronologies, as shown in Fig. 4. *GAEALLCH_D* extends the time series particularly at the end of Allerød. It is possible to match the chronology *GAEALLCH_D* with chronology *DAEALCH_2* from Daettnau (Kaiser, 1993), thereby extending the chronology by 23 years at the beginning of *DAEALCH_2* and by 163 years at its end.

Chronology *GAEALLCH_A* is completely overlain by chronology *DAEALCH_1*, so the duration of the chronology is not extended. However, the formerly weak replication of the chronology from Daettnau has been improved significantly by a factor of 4. In contrast, chronology *GAEYD_A* is located in a time period without any former tree finds (Fig. 4).

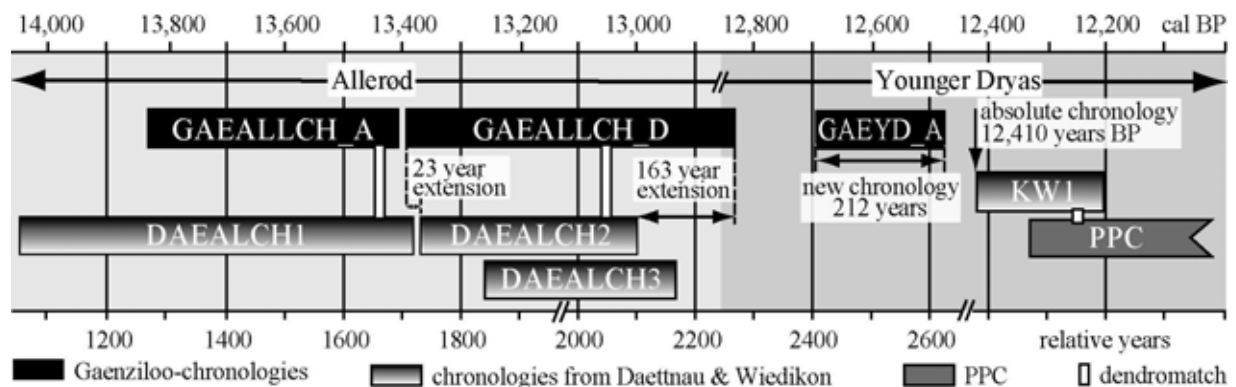


Fig. 4. Overview of the Gaenziloo chronologies in context with the existing ones from Switzerland of the Allerød and the Younger Dryas (Kaiser, 1993). The Preboreal Pine Chronology (PPC) dates back to 12,410 BP (Friedrich et al., 2004). The temporal extension of the different chronologies resulting from this project is indicated. The crossmatches that occurred are marked by bars.

Radiocarbon

The trees used to build the chronologies reach ^{14}C -ages of between $11,485 \pm 20$ and $10,561 \pm 20$ years BP. Thus the calibrated ages range between approx. 13,500 and 12,800 cal BP (Bronk Ramsey, 2003). Table 1 shows all the radiocarbon ages of trees linked to the chronologies GAEALLCH_A, GAEALLCH_D and GAEYD_A (Tab. 1).

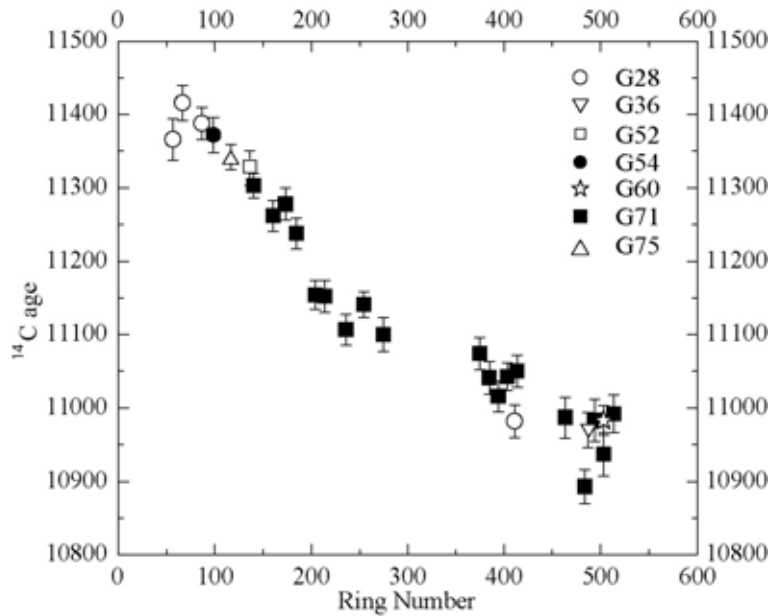


Fig. 5. The vertical axis shows ^{14}C ages and the horizontal axis tree-ring ages. Different symbols indicate different trees. Error bars reflect the accuracy of the radiocarbon dating.

Chronology GAEALLCH_D is replicated by a total of 28 radiocarbon dates from 7 different trees. These dates are displayed in Fig. 5 in relation to their position (ring number) in the chronology GAEALLCH_D. For radiocarbon calibration decadal samples of trees G71 and G28 were measured (Kromer et al., 2004).

For constant atmospheric ^{14}C activity the relation of ^{14}C ages vs. ring number would follow a straight line. At times of rising ^{14}C level the ^{14}C ages drop at a higher rate compared to the stationary case, whereas for decreasing ^{14}C levels we observe a ^{14}C age plateau (Fig. 5).

Discussion

The main purpose of our study was to build new Lateglacial chronologies from fossil pines. We want to combine these with existing chronologies and to increase their replication, as well as to close previous gaps, to provide new information for radiocarbon calibration and to detect various climatic events. The wood finds from Gaenziloo revealed three independent tree-ring chronologies. The chronologies span 428 years in the Mid-Allerød, 561 years at the end of Allerød and 212 years at the onset of the Younger Dryas. At the moment we are not yet able to combine any of these chronologies even though radiocarbon dates indicate an overlap. Since approx. 100 years are needed for a confidential dendro-match, we still seem to be below this value. In our study, crossdating was in some cases impeded by extreme growth disturbances within the series. Due to the large number of trunks in the area, we were able to restrict our sampling to those trees that seemed most useful for building long chronologies, i.e. trees whose growth patterns do not show extreme growth disturbances.

Growth disturbances mainly occur during the first 50-100 years of a tree's life-time. By truncating the tree-ring series (i.e. by removing the first 50-100 annual values), the degree of crossdating improves. That's why the tree-ring sequences used in our study have not been standardized. The fact that the tree-ring patterns studied show growth anomalies implies that some rings may be missing. Undetected missing rings strongly affect the statistical results of crossdating. This problem may be tackled by analyzing more samples. In addition, we consider truncating tree-ring curves prior to cross-dating as a useful method for determining missing rings.

Site	Tree code	Tree-ring section		¹⁴ C-age	¹⁴ C-error (σ)
		start	end		
<i>GAEALLCH_A</i>					
Gaenziloo	G45	317	342 ^a	11,485	20
Gaenziloo	G65	289	335 ^a	11,312	27
Gaenziloo	G70	395	414 ^a	11,409	23
<i>GAEALLCH_D</i>					
Gaenziloo	G28	72	81	11,366	28
Gaenziloo	G28	82	91	11,416	24
Gaenziloo	G28	102	111	11,388	22
Gaenziloo	G28	426	436 ^a	10,982	23
Gaenziloo	G36	373	404 ^a	10,970	24
Gaenziloo	G52	29	39	11,325	26
Gaenziloo	G54	14	31	11,372	24
Gaenziloo	G60	310	369 ^a	10,983	20
Gaenziloo	G71	38	65	11,303	17
Gaenziloo	G71	66	77	11,262	21
Gaenziloo	G71	78	90	11,278	22
Gaenziloo	G71	91	100	11,258	16
Gaenziloo	G71	111	119	11,153	16
Gaenziloo	G71	120	130	11,152	22
Gaenziloo	G71	144	150	11,107	21
Gaenziloo	G71	161	170	11,141	18
Gaenziloo	G71	181	190	11,100	23
Gaenziloo	G71	281	290	11,074	22
Gaenziloo	G71	291	300	11,041	22
Gaenziloo	G71	301	309	11,016	21
Gaenziloo	G71	310	319	11,043	19
Gaenziloo	G71	320	329	11,050	22
Gaenziloo	G71	370	379	11,023	23
Gaenziloo	G71	383	439	10,985	20
Gaenziloo	G71	400	409	10,894	28
Gaenziloo	G71	410	419	10,937	30
Gaenziloo	G71	420	429	10,992	26
Gaenziloo	G75	62	69	11,342	17
<i>GAEYD_A</i>					
Gaenziloo	G03	118	150 ^a	10,612	20
Gaenziloo	G12	38	48	10,649	23
Gaenziloo	G12	71	103 ^a	10,561	20
Gaenziloo	G13	46	56	10,675	24
Gaenziloo	G13	87	140 ^a	10,595	27

^a Equal to the waney edge

Table 1. ¹⁴C-dates of the sampled trees included in the different Gaenziloo-chronologies.

Research in the Zurich area is still ongoing. The more samples we recover, the greater the chance of obtaining samples that span chronological gaps. During challenging environmental conditions (e.g. the Younger Dryas, the Gerzensee Deviation) tree finds are less frequent, trees lived for much shorter periods and disturbances in tree-ring series are more frequent. This is why there are gaps during the Younger Dryas, the Gerzensee-Deviation and the Older Dryas.

In the future we hope to fill the existing gaps and to extend the absolute dated chronology. To this end we will study more trees from Landikon, 4.5 km west of Gaenziloo in another Lateglacial melt-water channel on the opposite side of the Uetliberg. Here a total of 68 fossil trees have been recovered. Radiocarbon age determinations indicate their un-calibrated ages range between 12,400 and 10,000 years BP.

Conclusion

Our study focuses on building long chronologies in Lateglacial. To obtain the best quality, we chose only trees without growth irregularities. The recent tree finds in Gaenziloo revealed three independent tree-ring chronologies. These chronologies span 428 years in the Mid-Allerød (GAEALLCH_A), 561 years in the Late-Allerød (GAEALLCH_D) and 212 years in the Younger Dryas (GAEYD_A).

The shape of the stumps from Gaenziloo, as well as of those from Daettgau (Kaiser, 1979, 1993), and the fact that Scots pine do not react to aggradation suggests that their height may be used to determine sedimentation rates. Based on an average stump height of approx. 100cm, the sedimentation rate depends on the tree-age. During the Allerød (Chronologies GAEALLCH_A & GAEALLCH_D) tree ages range from 440 to 340 years. Consequently, the sedimentation rate during the Allerød was 2.3 and 3.0 mm/a. The Younger Dryas was noticeably cooler and dryer than the Allerød (Burga und Perret, 1998). In the East Alps, for example, precipitation was by 20-40% less than today (Kerschner, 1980). Trees from the Younger Dryas (Chronology GAEYD_A) are significantly younger. Based on an average life span of 140 years, the sedimentation rate appeared to be approx. 7 mm/a. The shorter life span as well as the higher number of growth irregularities caused by the unfavourable environmental conditions, however make crossdating more difficult than in the Allerød.

It is very important to build continuous tree-ring sequences of the whole time period since trees have invaded in Central Europe. With its high replication it is the most accurate dating tool and may help to detect errors in other annually resolving archives such as varves and ice cores, which are based on a few cores.

Acknowledgements

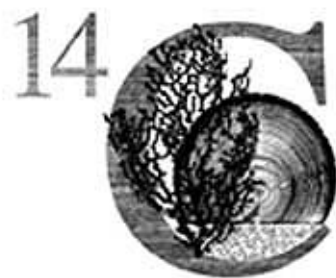
For financial support we are highly obliged to the “Kantonales Tiefbauamt des Kantons Zürich” and “Dr. Heinrich Jäckli AG Zürich (Geologie – Geotechnik - Grundwasser)“. The ^{14}C analyses were done within the German DEKLIM-program (Federal Ministry of Education and Research). We are also indebted to the Swiss Federal Research Institute WSL, Switzerland for hospitality and access to their facilities and we thank our colleagues from the tree-ring laboratory at the University of Stuttgart-Hohenheim for fruitful cooperation. Furthermore, we are grateful to Dr. Paolo Cherubini (WSL, Birmensdorf CH) for helpful feedback. Silvia Dingwall kindly checked the English writing.

References

- Bond GC, Showers W, Elliot M, Evans M, Lotti R, Hajdas I, Bonani G, Johnson S. The North Atlantic's 1-2 kyr climate rhythm: relation to Heinrich events, Dansgaard/Oeschger cycles and the Little Ice Age: Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales. Geophysical Monograph, American Geophysical Union 1999;112:35-57.
- Briffa KR, Bartholin TS, Eckstein D, Jones PD, Karlén W, Schweingruber FH, Zetterberg P. A 1,400-year tree-ring record of summer temperatures in Fennoscandia. *Nature* 1990;346:434-39.
- Bronk Ramsey C. OxCal Version 3.9. Oxford Radiocarbon Accelerator Unit, Oxford (U.K.); 2003.
- Burga CA, Perret R. Vegetation and climate history in Switzerland during the later Pleistocene and Holocene. Thun: Ott Verlag, 1998; 805.
- Dansgaard W, Johnsen SJ, Clausen HB, Dahl-Jensen D, Gundestrup NS, Hammer CU, Hvidberg CS, Steffensen JP, Sveinbjornsdottir AE, Jouzel J, Bond G. Evidence for General Instability of Past Climate from a 250-Kyr Ice-Core Record. *Nature* 1993;364:218-20.
- Escher K. Chronik der ehemaligen Gemeinde Wiedikon und Auszersihl. Zurich: Orell Fuessli, 1911; 224 pp.
- Friedrich M, Kromer B, Spurk H, Hofmann J, Kaiser KF. Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quaternary International* 1999;61:27-39.
- Friedrich M, Kromer B, Kaiser KF, Spurk M, Hughen KA, Johnsen SJ. High-resolution climate signals in the Bølling-Allerød Interstadial (Greenland Interstadial 1) as reflected in European tree-ring chronologies compared to marine varves and ice-core records. *Quaternary Science Reviews* 2001;20:1223-32.
- Friedrich M, Remmele S, Kromer B, Hofmann J, Spurk M, Kaiser KF, Orcel C, Küppers M. The 12,460 year Hohenheim oak and pine tree-ring chronology from Central Europe - A unique annual record for radiocarbon calibration and paleo-environment reconstructions. *Radiocarbon* 2004;46 (3):1111-22.
- Fritts HC. Tree Rings and Climate. New York: Academic Press, 1976; 567.
- GRIP-Members. Climate instability during the last Interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature* 1993;364:203-07.
- Grissino-Mayer H. Evaluating crossdating accuracy: A manual and tutorial for the computer program covecha. *Tree-ring research* 2001;57(2):205-21.
- Grossmann H. Vorgeschiedliche Hölzer im Utolehm. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 1934;4:116-20.
- Hekkinen O, Tikkanen M. The Kalajoki dune field on the west coast of Finland. *Fennia* 1987;165:241-67.
- Hughen KA, Overpeck JT, Lehman SJ, Kashgarian M, Southon J, Peterson LC, Alley RB, Sigman DM. Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature* 1998;391:65-68.
- Johnsen SJ, Clausen HB, Dansgaard W, Fuhrer K, Gundestrup N, Hammer CU, Iversen P, Jouzel J, Stauffer B, Steffensen JP. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 1992;359:311-13.
- Jones PD, Bradley SR, Jouzel J. Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years. Berlin: Springer, 1996; 649 pp.
- Kaiser KF. Ein spätglazialer Wald im Dätttau bei Winterthur/Schweiz. Ph.D. thesis, University of Zurich; 1979.
- Kaiser KF. Beiträge zur Klimageschichte vom Hochglazial bis ins frühe Holozän, rekonstruiert mit Jahrringen und Molluskenschalen aus verschiedenen Vereisungsgebieten. Winterthur: Ziegler Druck- und Verlags-AG, 1993; 206 pp.
- Kerschner H. Outlines of the climate during the Egesen advance (Younger Dryas, 11,000-10,000 BP) in the Central Alps of Western Tyrol, Austria. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 1980;16(2):229-40.
- Kromer B, Münnich KO. CO₂ gas proportional counting in radiocarbon dating - review and perspective. Taylor RE, Long A, Kra RS, editors. *Radiocarbon after Four Decades*. New York: Springer; 1992. 184-97.
- Kromer B, Friedrich M, Hughen KA, Kaiser KF, Remmele S, Schaub M, Talamo S. Late Glacial ¹⁴C ages from a floating, 1382-ring pine chronology. *Radiocarbon* 2004;46 (3):1203-09.

- Müller BV. Datierung fossiler Hölzer am Übergang Jüngere Dryas / Präboreal. Diplomarbeit, Universität Zürich, Schweiz; 2000.
- Rinn F. TSAP - time series analyses presentation. Referenz manual (version 3.0). Heidelberg: RinnTech, 1996; 263.
- Schweingruber FH, Eckstein D, Serre-Bachet F, Bräcker OU. Identification, presentation and interpretation of event years and pointer years in dendrochronology. *Dendrochronologia* 1990;8:9-38.
- Schweingruber FH. Tree rings and environment. *Dendroecology*. Bern: Haupt, 1996; 609 pp.
- Spurk M, Friedrich M, Hofmann J, Remmele S, Frenzel B, Leuschner HH, Kromer B. Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quaternary International* 1998;61:27-39.
- Taylor KC, Hammer CU, Alley RB, Clausen HB, Dahljensen D, Gow AJ, Gundestrup NS, Kipfstuhl J, Moore JC, Waddington ED. Electrical-Conductivity Measurements from the Gisp2 and Grip Greenland Ice Cores. *Nature* 1993;366:549-52.

PAPER IV



Radiocarbon,
An International Journal of Cosmogenic Isotope Research
2004, Volume 46, Nr. 3, p 1203-1209

© 2004 by the Arizona Board of Regents
on behalf of the University of Arizona

Late Glacial ^{14}C ages from a floating, 1382-ring pine chronology

Bernd Kromer¹, Michael Friedrich², Konrad A. Hughen³, Felix Kaiser⁴, Sabine Remmele^{1,2},
Matthias Schaub⁴, Sahra Talamo¹

¹ Heidelberg Academy of Sciences, INF 229, D-69120 Heidelberg, Germany.

² Institute of Botany, Hohenheim University-210, D-70593 Stuttgart, Germany.

³ WHOI, Marine Chemistry and Geochemistry, Woods Hole, Massachusetts 02543, USA.

⁴ Swiss Federal Research Institute WSL, CH-8903 Birmensdorf and
Geography Dept., University of Zurich, CH-8057 Zurich, Switzerland.

Abstract

We built a floating, 1382-ring pine chronology covering the radiocarbon age interval of 12,000 to 10,650 BP. Based on the strong rise of $\Delta^{14}\text{C}$ at the onset of the Younger Dryas (YD) and wiggle-matching of the decadal-scale $\Delta^{14}\text{C}$ fluctuations, we can anchor the floating chronology to the Cariaco varve chronology. We observe a marine reservoir correction higher than hitherto assumed for the Cariaco site, of up to 650 yr instead of 400 yr, for the full length of the comparison interval. The tree-ring $\Delta^{14}\text{C}$ shows several strong fluctuations of short duration (a few decades) at 13,800, 13,600 and 13,350 cal BP. The amplitude of the strong $\Delta^{14}\text{C}$ rise at the onset of YD is about 40‰, whereas in the marine data set the signal appears stronger due to a re-adjustment of the marine mixed layer $\Delta^{14}\text{C}$ towards the atmospheric level.

Introduction

Beyond 11,855 cal BP the current calibration dataset IntCal98 (Stuiver et al. 1998a) is based on marine radiocarbon data from corals and marine varves, representing the local ^{14}C level of the ocean mixed layer. Depending on the rate of gas exchange between atmosphere and ocean and on exchange with underlying oceanic thermocline and deep waters, the mixed layer will attain an intermediate ^{14}C level between the end-members of deep ocean and atmosphere. The resulting, apparent ^{14}C age difference between coexistent samples of the terrestrial and marine biosphere is commonly referred to as the marine reservoir age, and in order to create a terrestrial calibration data set from marine data, the reservoir age must be subtracted. For IntCal98, a constant reservoir correction of 500 yr has been applied prior to 11 kyr BP (400 yr after 11 kyr).

It has been already noted in (Stuiver et al. 1998a) that terrestrial data (Kitagawa and van der Plicht 1998, 2000) for the Glacial and Late Glacial show a systematic offset to the marine-based calibration data, but the issue remained unresolved due to uncertainties in the absolute time scale of the terrestrial data.

Over the past decades, we have collected several hundred pine tree-ring sections dated to the Late Glacial (LG) (Kromer et al. 1998; Friedrich et al. 1999; Friedrich et al. 2001). From these finds floating chronologies have been built. Obviously, their full potential can be exploited only after the chronologies have been linked dendrochronologically to the absolutely dated chronologies, presently starting at 12,410 BP (Friedrich et al. 2004). However, if we can identify events that are common in marine sequences and in the tree-ring chronology, we can at least infer the terrestrial-marine ^{14}C age difference by relying on the absolute time scale of the marine sequences. Here, we choose this approach based on (1) the rapid drop of ^{14}C ages at the start of the Younger Dryas (YD) and (2) the decadal-scale ^{14}C fluctuations in the Late Glacial.

Tree-ring series and ^{14}C data set

The trees were found in gravel pits at the river Danube and tributaries in south Germany, at the bottom of a bog in the lignite area in east Germany, and in the Daetttau loam pit in a glacial drainage channel near Winterthur during tunnel work close to Zurich.

We selected decadal tree-ring samples for ^{14}C pre-dating some of the specimens in order to facilitate chronology building during the initial stages, when the replication was low. Hence, in those cases when, after successful tree-ring synchronization, the sections were found overlapping, 'oversampling' of ^{14}C and uneven spacing on the ring scale occurred.

The conifer samples were pretreated as follows: Soxhlet-extraction of resin by methanol-cyclohexane, alkali solution (80°C) overnight, acid-alkali-acid for about 30 min each. Of the initial 15 grams of wood, about 50 % is removed during pretreatment. The samples were combusted in a Parr-bomb, and the CO_2 gas was counted for 10 days in our multi-counter system. The typical precision of an analysis is 25 to 30 yr, including contributions from background and standard determinations (Kromer and Münnich 1992).

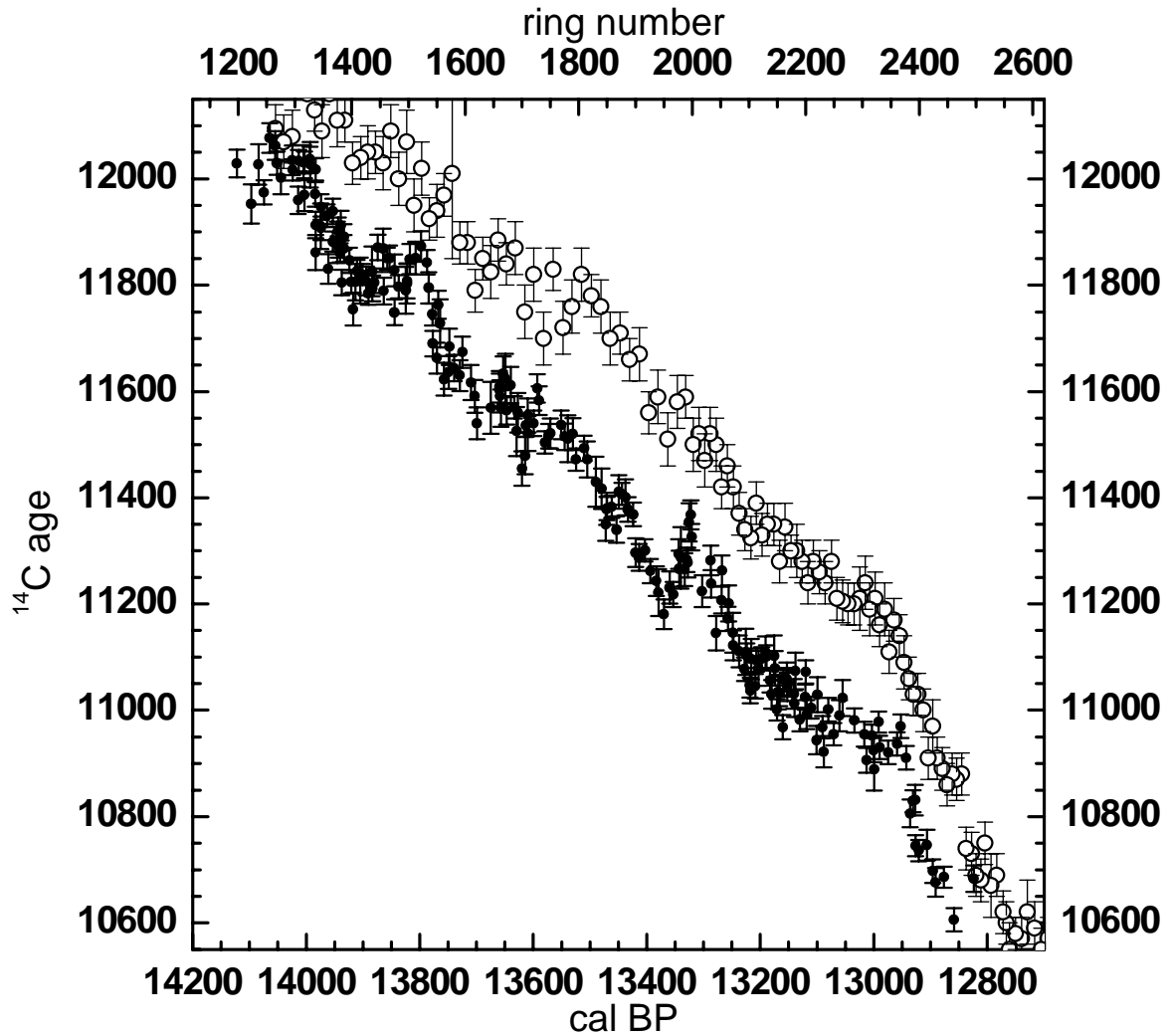


Figure 1: ^{14}C ages of the Late Glacial pine chronology vs. ring number (top scale) compared to Cariaco mixed layer ^{14}C ages (open circles; Hughen et al. 2000). The tree-ring scale is anchored to the Cariaco varve scale as outlined in the text.

The ^{14}C ages are shown in Figure 1 and listed in Table 1 (supplementary material, www.radiocarbon.org/IntCal04), based on the ring counting of the combined chronology. Individual tree sections are represented in Figure 1 by symbols, demonstrating the multiple replication of ^{14}C dates. We observe plateau-like intervals at 11,800, 11,550, and 11,000 ^{14}C BP, but even more conspicuous are several strong ^{14}C age inversions, the most prominent one centered around rings 1950-1900 of the chronology.

^{14}C age pattern prior to the Younger Dryas

Regardless of the absolute age placement of the floating pine chronology, which will be attempted below, it is already evident from Figure 1 that terrestrial and marine ^{14}C ages cannot agree for an interval of at least 2 centuries prior to YD. The ^{14}C ages obtained from the pine chronology show a two-step ^{14}C age plateau of 11,060 and 10,950 ^{14}C BP, respectively, for almost 300 true yr, followed by a drop of 300 ^{14}C yr in only 60 true yr to about 10,650 ^{14}C BP. However, in the Cariaco ^{14}C data, based on a reservoir age of 400 yr, the ^{14}C age plateau is at 11,300 to 11,200 ^{14}C BP, but the ^{14}C age drop

levels off at about 10,650 ^{14}C BP, like in the terrestrial data. Therefore it seems inevitable to postulate a reservoir age for the Cariaco site of about 600 yr for the final few centuries of Allerød, and a value of close to the Holocene level of 400 yr already early in YD. We also note that the extension of the absolutely dated tree-ring-based ^{14}C data set of IntCal04, which now reaches back to 12,410 cal BP (Reimer et al. 2004; Friedrich et al. 2004) – i.e. already including 820 yr of the YD – confirms a constant reservoir age of 400 yr for the major part of the YD.

Absolute placement of the pine chronology with respect to the Cariaco varve time scale

To anchor the floating tree-ring chronology to the absolute time scale, we assume that the strong ^{14}C age drop is caused by a strongly rising atmospheric ^{14}C level, e.g. following a reduction of ocean ventilation. Because of the rapid turnover time of atmosphere/mixed-layer reservoirs with respect to ^{14}C of less than a decade, the ^{14}C spike will be seen similarly in both reservoirs, and we can align the ^{14}C age drop in the pine chronology to the Cariaco data as shown in Figure 1. We note that this setting leads to a consistent picture with respect to the timing of the eruption of the Laacher See volcano (LSE) relative to the onset of the YD. We obtained a 95-ring section of a poplar which grew about 10 km SE of the LSE site, and which was buried in situ by the eruption, i.e. the outermost ring represents the time

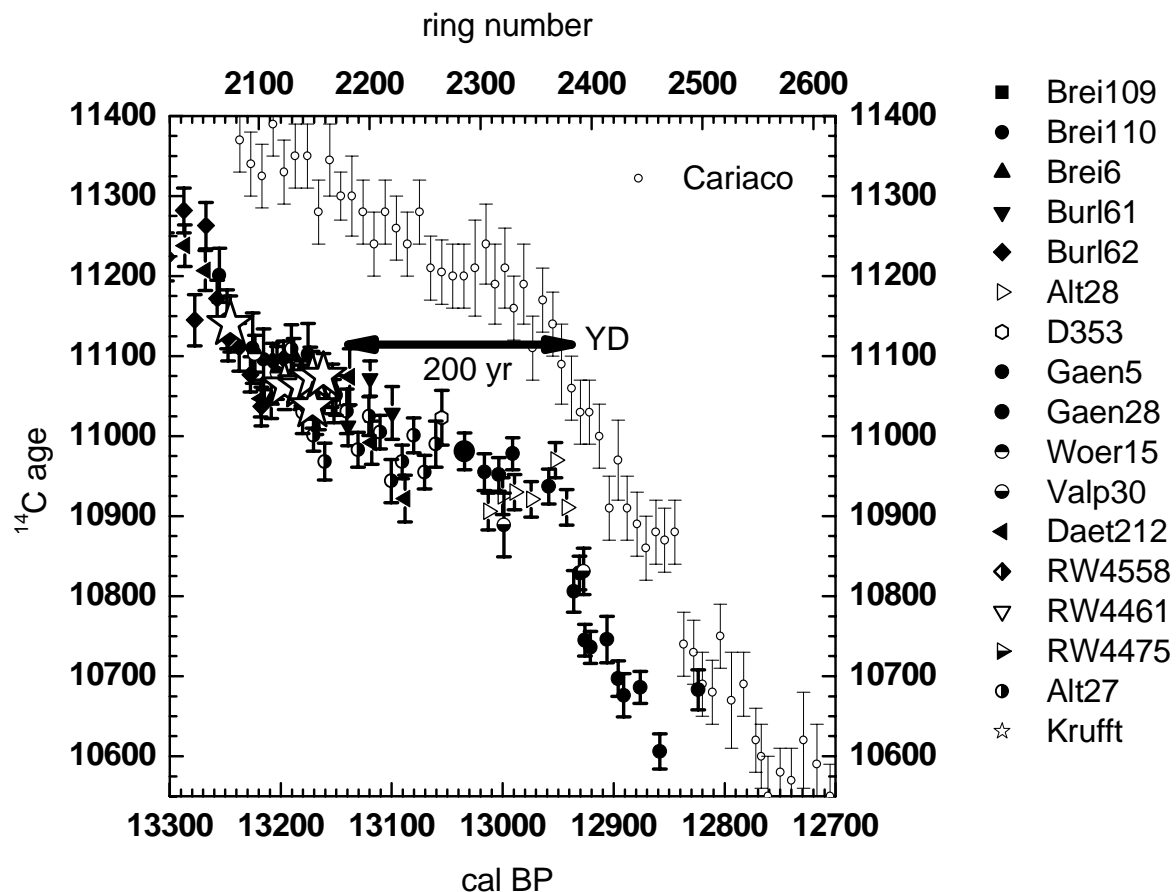


Figure 2: ^{14}C ages of decadal samples of the final 600 rings of the pre-Younger Dryas Late Glacial pine chronology compared to the Cariaco ^{14}C data set (open circles; Huguen et al. 2000). The tree sections are indicated by various symbols. Tree “Krufft” (star symbol) was buried by the Laacher See eruption. Hence, its outermost rings (bark preserved) mark the time of the eruption, which occurred about 200 yr prior to the beginning of the Younger Dryas (YD). The strong ^{14}C age decline, coincident with a drop in grayscale (see Figure 3) at the onset of the YD (strong rise of $\Delta^{14}\text{C}$) is used to anchor the floating pine section to the Cariaco time scale.

of the eruption (Baales et al. 1999). The poplar could be dendro-synchronized to the pine sections, and we also measured decadal ^{14}C samples (tree Krufft in Table 1 and Figure 1). From varved lake sediments in south Germany and Switzerland the time difference between the date of the eruption and the biostratigraphic boundary indicating the YD is known to be about 190 to 200 yr (Brauer et al. 1999; Merkt and Müller 1999; Litt et al. 2002). Hence in Figure 2 we can relate the ^{14}C ages from our Late Glacial pine chronology to the high-resolution marine data of the Cariaco basin (Hughen et al. 2000), where the onset of the YD is clearly indicated by a change in varve thickness (Hughen et al. 1996). The setting of the pine chronology, as based on the ^{14}C age drop, is compatible with the constraints imposed by the time interval between LSE and the onset of the YD.

$\Delta^{14}\text{C}$ link to Cariaco $\Delta^{14}\text{C}$

We can constrain the absolute position of the LG chronology even tighter by wiggle-matching the high-frequency $\Delta^{14}\text{C}$ fluctuations in the terrestrial and marine record. This approach is based on the idea that due to the above-mentioned fast turnover time of ^{14}C between the atmosphere and the marine mixed layer of about 8 yr, $\Delta^{14}\text{C}$ fluctuations on a time scale of a few decades will be seen as high-frequency signals in both archives (with allowance for attenuation and phase shift (Siegenthaler et al. 1980; Stuiver et al. 1998b)), superimposed on a potentially long-term, time-varying offset (marine reservoir age) caused by changes in the ocean/atmosphere dynamics. We note that this approach requires high precision in $\Delta^{14}\text{C}$ and high temporal resolution, which fortunately has been achieved in the 2 data sets.

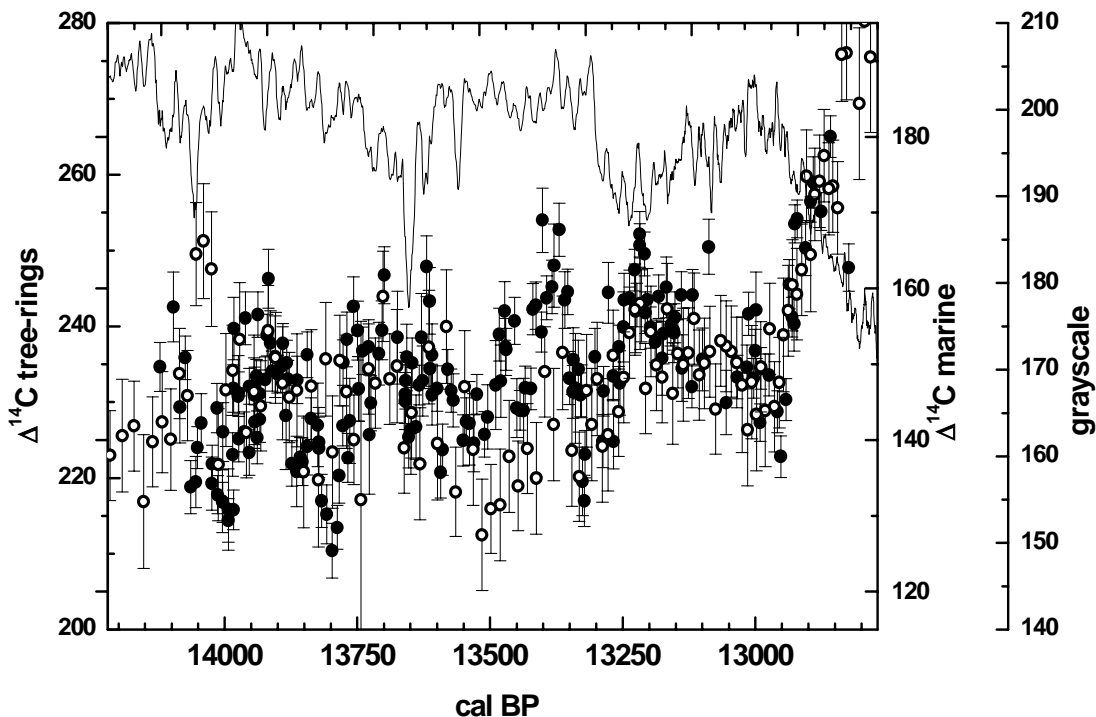


Figure 3: $\Delta^{14}\text{C}$ obtained from the Late Glacial pine (full dots) with its absolute age set according to Figure 2 (ring 1000 corresponds to 14,320 cal BP) compared to marine mixed-layer (Cariaco) $\Delta^{14}\text{C}$ (open circles) and the grayscale signal at Cariaco (thin line), a proxy of upwelling/trade wind strength. For comparison the marine $\Delta^{14}\text{C}$ scale is shifted by 85 ‰.

Within the constraints provided by the link of the previous paragraph, we find a clear match of $\Delta^{14}\text{C}$ fluctuations as shown in Figure 3. For the best match, the difference in $\Delta^{14}\text{C}$ between the atmosphere and the Cariaco mixed layer is 85‰, equivalent to an apparent age difference of about 650 yr – i.e. according to this absolute age placement of the Late Glacial pine, the marine reservoir age at the Cariaco site between 14 and 13 kyr BP has a value of about 650 yr.

Discussion

Using 2 independent arguments about the absolute position of the floating LG pine chronology we can demonstrate that for several centuries prior to the YD, the marine reservoir age at the Cariaco Basin was higher than the hitherto assumed value. Before turning to an interpretation of possible causes, it appears justified, given the difficult and ongoing task of building Late Glacial tree-ring chronologies, to discuss how dendrochronological errors could be responsible for the observed increase in the offset between the terrestrial and marine ^{14}C data sets. We already noted that the long ^{14}C age plateaus [at 11,000 (terrestrial) and 11,250 (marine) ^{14}C BP, respectively] in the 2 centuries prior to YD cannot be reconciled without invoking an increased marine ^{14}C age at the Cariaco site at this time.

Prior to that ^{14}C age plateau, we observe a strong ^{14}C age inversion centered around rings 1950-1900; hence, we see no room for a shift to younger ages for the earlier part (and there is no indication of a tree-ring synchronization for any younger placement, but rather the finding of statistically valid links leading to the placement of Figure 1). Similarly, the multiple replication of ^{14}C dates in many overlapping tree sections lends additional credit to the tree-ring synchronization.

What could cause a long-lasting (at least 8 centuries) increase of the difference in $\Delta^{14}\text{C}$ between the atmosphere and the tropical Atlantic? Following the box model results presented by Siani et al. (2000, 2001), we consider changes in the water masses at low latitudes in the Atlantic as the most likely candidate, most probably a northward movement of South Atlantic intermediate water. Recently, nutrient tracer data from the Brazilian margin at 27°S (Came et al. 2003) support this concept. The tracer data document a fully-developed Holocene oceanic configuration only after the end of the YD, whereas the youngest ^{14}C date of our LG pine chronology supports an early retreat of the southern source at Cariaco already 150 yr after the beginning of YD. The difference may be due to the difference in latitude – i.e., the Holocene-type configuration of $\Delta^{14}\text{C}$ in the atmosphere and mixed layer may have been achieved earlier at equatorial latitudes than at the Brazilian margin.

This sequence of events (i.e. a rise of atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ at the beginning of the YD), and at the same time a restoring of the marine $\Delta^{14}\text{C}$ closer to the atmospheric value due to the retreat of intermediate water, helps to explain the difficulty in attributing $\Delta^{14}\text{C}$ dynamics quantitatively to changes in ocean ventilation or solar activity (Stocker and Wright 1996; Goslar et al. 2000; Hughen et al. 2000; Muscheler et al. 2000). With an atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ signal of only 60 % of the full marine amplitude, the processes may be modeled more easily once high-resolution ^{10}Be data for the late Allerød/early YD become available.

Conclusion

From 517 tree-ring sections we constructed a floating Late Glacial pine chronology. ^{14}C analyses on decadal samples show strong, rapid atmospheric ^{14}C fluctuations in the Late Glacial, with ^{14}C age inversions of up to 200 ^{14}C yr in less than 60 true yr. Based on the ^{14}C age pattern at the onset of the

Younger Dryas, we can demonstrate an increased value, compared to the Holocene one, of the marine reservoir age at the Cariaco basin of about 650 yr for several centuries prior to the YD.

^{14}C fluctuations in the atmosphere during the Late Glacial, documented in several overlapping pine sections, appear considerably more pronounced than their counterpart in the marine mixed layer, pointing to a production change scenario rather than an ocean ventilation cause for these short time fluctuations. The strongest age inversion occurs roughly coincident with the well-documented Gerzen-see oscillation, and it is followed, with a lag of about 30 yr, by a strong drop in the grayscale signal at Cariaco.

At the onset of YD, $\Delta^{14}\text{C}$ appears highly synchronous in both reservoirs; hence, here the amplitude and phase relation of the atmosphere/mixed-layer difference in $\Delta^{14}\text{C}$ supports a dominating ocean ventilation signal causing the observed $\Delta^{14}\text{C}$ spike.

Acknowledgments

B.K. and M.F. received funding for this work from the German Ministry of Education and Research (BMBF, DEKLIM program) and from the German Research Foundation (DFG; KU 592/29-1). We thank the Landesamt für Archäologie Sachsen for samples from East Germany and the tree-ring laboratory of Moudon, Switzerland, for a Late Glacial pine section from Lac de Neuchâtel. Special thanks to Achim Brauer and Svante Björck for comments, which improved the paper considerably. We are grateful for discussion with IntCal04 working group members.

References

- Baales M, Bittmann F, Kromer B. 1999. Verkohlte Bäume im Traß der Laacher See-Tephra bei Kruft (Neuwieder Becken). *Archäologisches Korrespondenzblatt* 28:191-204.
- Brauer A, Endres C, Negendank JFW. 1999. Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Journal of Quaternary International* 423:17-25.
- Came RE, Oppo DW, Curry WB. 2003. Atlantic Ocean circulation during the Younger Dryas: insights from a new Cd/Ca record from the western subtropical South Atlantic. *Paleoceanography* 18(4):doi:10.1029/2003PA000888.
- Friedrich M, Kromer B, Kaiser KF, Spurk M, Hughen KA, Johnsen SJ. 2001. High resolution climate signals in the Boelling/Alleroed interstadial as reflected in European tree-ring chronologies compared to marine varves and ice-core records. *Quaternary Science Reviews* 20(11):1223-32.
- Friedrich M, Kromer B, Spurk M, Hofmann J, Kaiser KF. 1999. Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Late Glacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quaternary International* 61:27-39.
- Friedrich M, Remmele S, Kromer B, Hofmann J, Spurk M, Kaiser KF, Orcel C, Küppers M. 2004. The 12,460 year Hohenheim oak and pine tree-ring chronology from central Europe – a unique annual record for radiocarbon calibration and paleoenvironmental reconstructions. *Radiocarbon* 46(3):1111-22.
- Goslar T, Arnold M, Tisnerat-Laborde N, Czernik u, Wickowski K. 2000. Variations of Younger Dryas atmospheric radiocarbon explicable without ocean circulation changes. *Nature* 403:877-80.
- Hughen KA, Overpeck JT, Peterson LC, Anderson RF. 1996. The nature of varved sedimentation in the Cariaco Basin, Venezuela and its palaeoclimatic significance. In *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments, Geological Society Special Publication* 116:171-83.
- Hughen KA, Southon JR, Lehman SJ, Overpeck JT. 2000. Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation. *Science* 290:1951-4.
- Kitagawa H, van der Plicht J. 1998. Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000 yr BP: Late Glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science* 279:1187-90.

- Kitagawa H, van der Plicht J. 2000. Atmospheric radiocarbon calibration beyond 11,900 cal BP from lake suigetsu laminated sediments. *Radiocarbon* 42(3):369 - 80.
- Kromer B, Münnich K-O. 1992. CO_2 gas proportional counting in radiocarbon dating - review and perspective. In: Taylor RE, Long A, Kra RS, editors. *Radiocarbon after Four Decades*. New York: Springer. p 184-97.
- Kromer B, Spurk M, Remmele S, Barbetti M, Toniello V. 1998. Segments of atmospheric ^{14}C change as derived from Late Glacial and Early Holocene floating tree-ring series. *Radiocarbon* 40(1):351-8.
- Litt T, Schmincke H-U, Kromer B. 2002. Environmental response to climatic and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial. *Quaternary Science Review* 22(1):7-32.
- Merkt J, Müller H. 1999. Varve chronology and palynology of the Lateglacial in northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. *Quaternary International* 61:41-59.
- Muscheler R, Beer J, Wagner G, Finkel RC. 2000. Changes in deep-water formation during the Younger Dryas event inferred from ^{10}Be and ^{14}C records. *Nature* 480:567-70.
- Reimer PJ, Baillie MGL, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Bertrand CJH, Blackwell PG, Buck CE, Burr GS, Cutler KB, Damon PE, Edwards RL, Fairbanks RG, Friedrich M, Guilderson TP, Hogg AG, Hughen KA, Kromer B, McCormac G, Manning S, Ramsey CB, Reimer RW, Remmele S, Southon JR, Stuiver M, Talamo S, Taylor FW, Van Der Plicht J, Weyhenmeyer CE. 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46(3):1029-58.
- Siani G, Paterne M, Arnold M, Bard E, Métivier B, Tisnerat N, Bassinot F. 2000. Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean Sea and Black Sea. *Radiocarbon* 42(2):271-81.
- Siani G, Paterne M, Michel E, Sulpizio R, Sbrana A, Arnold M, Haddad G. 2001. Mediterranean Sea surface age radiocarbon reservoir age changes since the Last Glacial Maximum. *Science* 294:1917-20.
- Siegenthaler U, Heimann M, Oeschger H. 1980. ^{14}C variations caused by changes in the global carbon cycle. *Radiocarbon* 22(2):177-91.
- Stocker TF, Wright DG. 1996. Rapid changes in ocean circulation and atmospheric radiocarbon. *Paleoceanography* 11(6):773-95.
- Stuiver M, Reimer PJ, Bard E, Burr GS, Hughen KA, Kromer B, McCormac G, Plicht Jvd, Spurk M. 1998a. IntCal98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40(3):1041-83.
- Stuiver M, Reimer PJ, Braziunas TF. 1998b. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon* 40(3):127-1151.

PAPER V



Association for Tree-ring research

TRACE

Tree Rings in Archaeology, Climatology, and Ecology.

Volume 3

Proceedings of the DENDROSYMPOSIUM 2004, Birmensdorf, Switzerland

Schriften des Forschungszentrums Jülich Reihe Umwelt / Environment, 53, p.96-101.

Edited by:

Holger Gärtner, Jan Esper & Gerhard Schleser

Lateglacial tree-ring chronologies – A high resolution archive of the past

Matthias Schaub^{1,2}, Felix Kaiser^{1,2}, Bernd Kromer³

¹ *Swiss Federal Research Institute WSL, Zürcherstrasse 111, 8903 Birmensdorf, Switzerland*

² *GIUZ, Institute of Geography, University of Zurich, 8057 Zurich, Switzerland*

³ *Institute for Environmental Physics, Heidelberg Academy of Sciences, INF 229, 69120 Heidelberg, Germany*

Introduction

Lateral melt-water channels were formed along the margins of the Alpine glacier lobes on the Swiss plateau after the last glacial maximum (approx. 16 ka BP). As soon as these outlets became inactive, landslide, solifluction, and surface water processes started to fill the channels with loamy alluvia. Pioneer forests (birch, pine) established themselves in response to the abrupt warming at the beginning of the Lateglacial. While the pioneer vegetation was developing, continuous sedimentation processes led to the tree stumps being buried in sediments some 10 m thick. This process ended when the Boreal vegetation began to migrate to higher elevations, suppressing the Lateglacial and Preboreal pioneer forests and stopped weathering and alluvial downwash from the slopes.



Figure 1: Fossil pine stump (*Pinus sylvestris*)

Cold Period (IACP), and the Gerzensee deviation (GS). A significant warming followed each of these cooling events (Taylor et al. 1993). The Bølling-Allerød interstadial was terminated abruptly by the final event of the Younger Dryas (YD), accompanied by a temperature dropping approx. 7°C relative to the early Bølling (Dansgaard et al. 1993, GRIP Members 1993).

Greenland ice cores show that the Lateglacial (i.e., the beginning of the Bølling-Allerød interstadial around 14.500 cal BP) is characterized by an abrupt warming to approx. 1°C below the average Holocene level (Dansgaard et al. 1993, GRIP Members 1993). Until the end of the Allerød, at least 3 cycles of climatic cooling can be distinguished (Bond et al. 1999). These are the Older Dryas (OD), the Inner Allerød



Figure 2: Site location

Material and methods

Construction work for the highway tunnel through the Uetliberg near Zurich started in summer 2000. 144 fossil pine stumps have been recovered on the construction sites Gaenziloo and Landikon in the glacial melt-water channels on both slopes of Uetliberg. The valleys of Reppisch on the western slope and of Sihl on the eastern one (Schaub, 2003a).

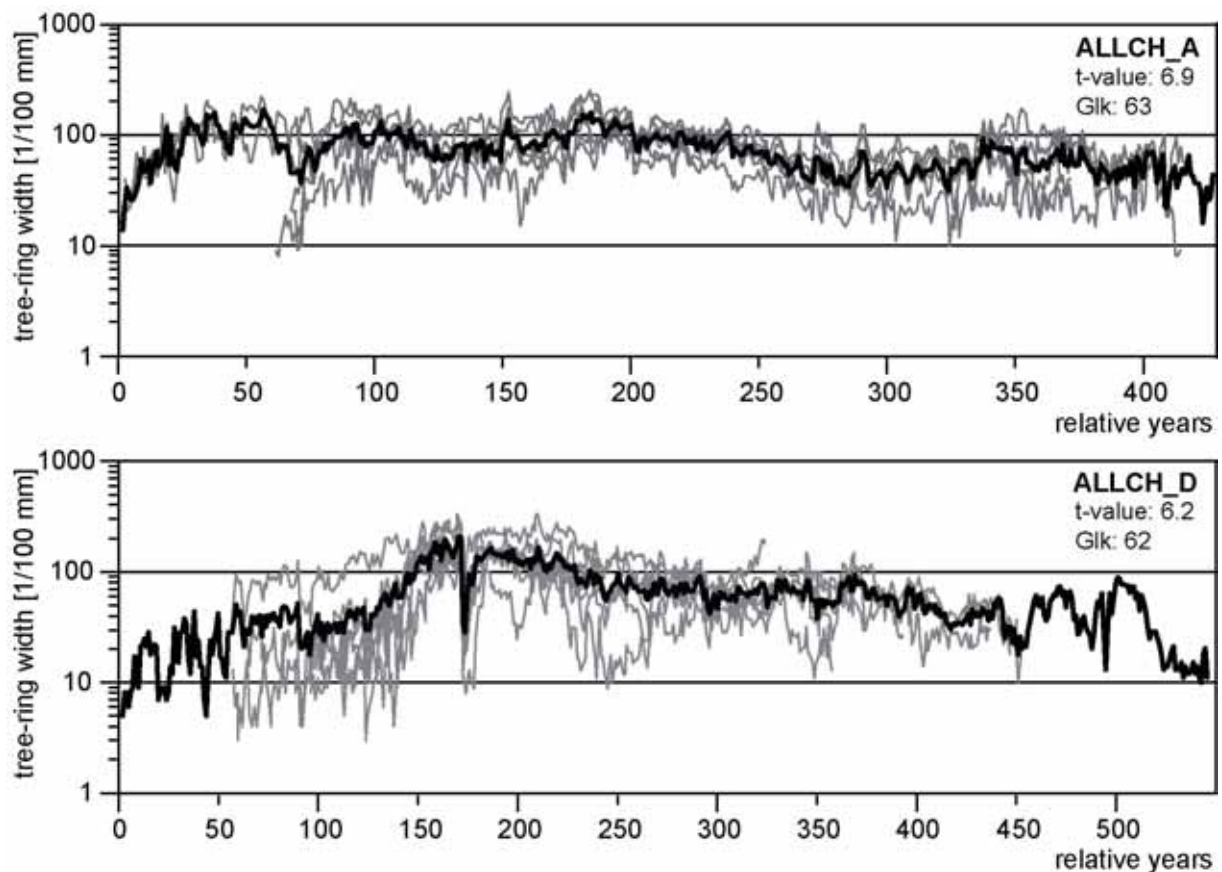
Mass movements, precipitation and melt-water filled the channels with material weathered from Upper Freshwater Molasse and glacial till deposits upon the slopes. These mainly loamy sediments developed with sedimentation rates of 2 to 6 mm/year to huge archives containing fossil pines, other plant remains, snail shells, other macro- and micro- remains. The pine trees have been buried continuously during their lifetime by loamy alluvia, which were washed down from the slopes; hence the wood is well preserved. Object of this study are the finds from Gaenziloo in combination with those from Daettinau (Friedrich et al. 2001; Friedrich et al. 1999; Kaiser 1993). The stumps recovered were cut into disks: A first one was taken at the level where the roots are spreading for the purpose of find-

ing the germination age of each tree. Another or more disks were taken 30 to 100cm above to avoid the disturbances caused by the roots. The samples were dried and sandpapered. The disks were smoothed with razor-blades and contrasted with white chalk or water on hardly visible areas. To measure the tree-ring widths the program TSAP has been applied (Rinn, 1996). Thus the annual growth rings can be measured on 1/100 mm exactly. The radii are synchronized on the light-table, checked by statistical values by the TSAP program (t-values and Gleichläufigkeit), get averaged, and form a curve for each tree. Several tree curves may be combined to a chronology. The program Cofecha is used to do a data quality control as well as a check of the crossdating among the trees within chronologies (Grissino-Mayer, 2001).

Results

Three independent chronologies at Gaenziloo have been developed (Schaub, 2003a):

1. ALLCH_A spanning 428 years, mid Allerød (ending approx. 11,400 BP)
2. ALLCH_D spanning 544 years, end of Allerød (ending approx. 10,900 BP)
3. YD_A spanning 205 years, Younger Dryas (ending approx. 10,500 BP)



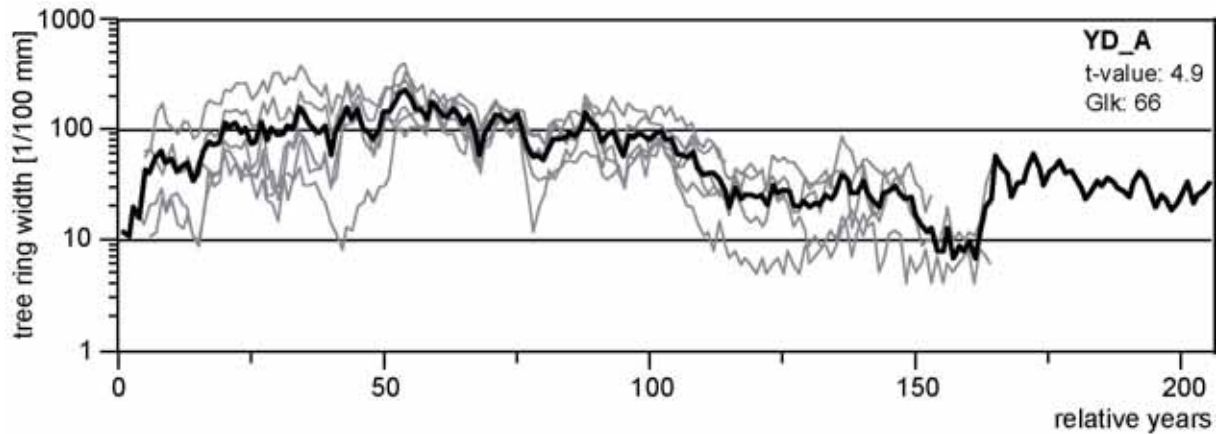


Figure 3: The different Gaenziloo chronologies (ALLCH_A, ALLCH_D and YD_A) in black and the tree-mean curves (grey) are displayed in relation to each other.

The position of floating chronologies on the absolute timescale is determined by ^{14}C datings. In Figure 4 the different chronologies are displayed in the correct position to each other. Moreover the dendromatches between different chronologies are shown by a vertical lines. ALLCH_A is crossdated with chronology Daealch_1 from Daettnau of early Allerød (totally 669 rings). ALLCH_D and Daealch_2 form also a chronology (544 rings) of late Allerød (Kaiser, 1993). Chronology KW_1 forms the oldest part of the absolute Hohenheim pine chronology (PPC) (Kaiser, 2003; Schaub 2003b; Friedrich, 2001).

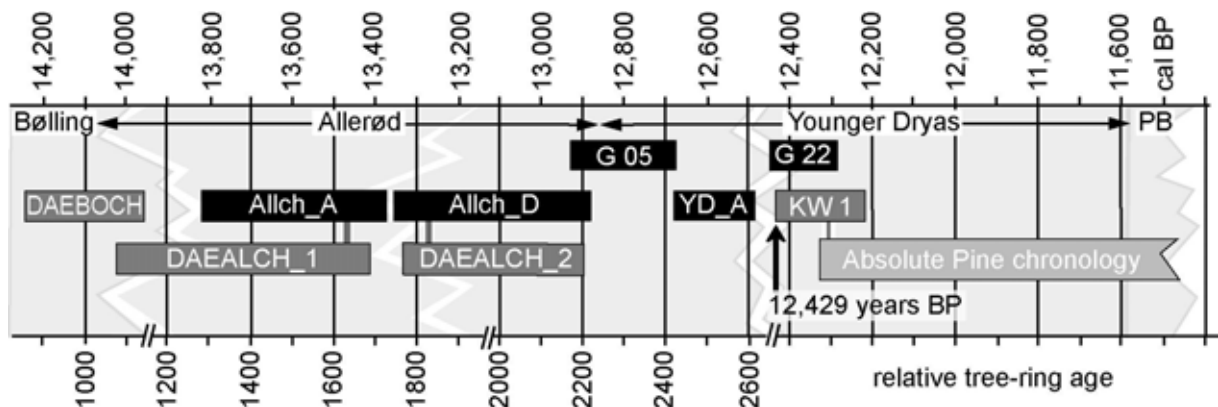


Figure 4: Dendromatches and positions of the different Gaenziloo chronologies in relation to existing ones.

Discussion

In our study, crossdating in some cases was impeded by (a) the occurrence of extreme growth disturbances within the series, and (b) insufficient overlap between them. However, research in the area is still continuing, and the more samples we recover, the higher the chances are, to obtain samples that span chronological gaps. Due to the large number of trunks in the area, in addition we are able to restrict our sampling to those trees that are most useful for the development of long chronologies, i.e., trees whose growth patterns do not show extreme growth disturbances. Growth disturbances mainly occur during the first 50 to 100 years of tree growth. By truncating the tree-ring series (i.e., by removing the first 50 to 100 annual values), the degree of crossdating improve. That's why the tree-ring se-

quences used in our study have not been standardized. The fact that the studied tree-ring patterns show growth anomalies implies that rings may be missing. Undetected missing rings strongly affect the statistical results of crossdating efforts. We have to solve this problem by analyzing more samples. In addition, we consider truncation of tree-ring curves prior to crossdating as a tool to determine missing rings.

Summary

At the construction sites of the A4-highway tunnel through Uetliberg near Zurich, more than 140 buried subfossil pine stumps have been excavated. The trees were buried during their lifetime by loamy alluvia washed down from the upper part of the slopes. The stumps have remained well preserved for more than 13,000 years BP. The wood samples (cross sections of the trunks) were analyzed dendrochronologically. The radiocarbon method was used to determine their age. Three new floating chronologies were built and they were linked with chronologies from Daettgau produced by Kaiser (1993), termed DAEALCH_1 and DAEALCH_2. The newly built chronologies cover the main parts of the Allerød (ALLCH_A and ALLCH_D) and also a part of the Younger Dryas (YD_A). Student's *t*-values, percentages of parallel variation ('Gleichläufigkeit') and radiocarbon wiggle matching (^{14}C age determinations on a decadal scale) support the validity of the resulting chronology.

Acknowledgements

The results presented in this article are the product of the cooperation with the dendrolab of the Institute of Botany, Stuttgart-Hohenheim University (M. Friedrich and co-workers), as well as with Dr. Bernd Kromer (^{14}C Lab, Institute for Environmental Physics, Heidelberg Academy of Science). For financial support we are highly obliged to the following institutions or companies: The "Kantonales Tiefbauamt des Kantons Zürich" and the "Dr. Heinrich Jäckli AG Zürich (Geologie – Geotechnik - Grundwasser)".

References

- Bond G C, Showers W, Elliot M, Evans M, Lotti R, Hajdas I, Bonani G & Johnson S (1999): The North Atlantic's 1-2 kyr climate rhythm, relation to Heinrich Events, Dansgaard/Oeschger Cycles and the Little Ice Age. In: Clark, Webb, Keigwin (Eds) *Mechanisms of Global Climate Change at millennium time scales*. Geophysical Monograph, 112, AGU, Washington DC, 35-58.
- Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, Dahl-Jensen D, Gundestrup N S, Hammer C U, Hvidberg C S, Steffensen J P, Sveinbjörnsdóttir A E, Jouzel J & Bond G (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- GRIP (Greenland Ice-core Project) Members (1993): Climate instability during the last Interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 364, 203-207.
- Grissino-Mayer H (2001): Evaluating crossdating accuracy: A manual and tutorial for the computer program *cofecha*. *Tree-ring research*, 57 (2), 205-221.
- Friedrich M, Kromer B, Kaiser K F, Spurk M, Hugueny K A, Johnsen S J (2001): High resolution climate signals in the Bølling-Allerød Interstadial (Greenland Interstadial 1) as reflected in European tree-ring chronologies compared to marine varves and ice core records. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1223-1232.
- Friedrich M, Kromer B, Spurk M, Hofmann J, Kaiser K F (1999): Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quaternary International*, 61, 27-39.

- Kaiser K F, Kromer B, Friedrich M, Schaub M (2003): Late glacial tree-ring chronologies – status and perspective. In: The Desert Research Institute (Ed): XVI INQUA Congress - Programs with Abstracts. The Desert Research Institute, Reno, USA: 223.
- Kaiser K F (1993): Beiträge zur Klimageschichte vom Hochglazial bis ins frühe Holozän, rekonstruiert mit Jahrringen und Molluskenschalen aus verschiedenen Vereisungsgebieten. Ziegler Druck- und Verlags-AG, Winterthur, S. 206.
- Rinn F (1996): TSAP 3.0 Reference Manual. Heidelberg, S. 262.
- Schaub M (2003a): Fossile Föhren der Uto – Autobahnbaustelle als Zeugen spätglazialer Klimaschwankungen. Diplomarbeit, Geographisches Institut der Universität Zürich, WSL Birmensdorf, Universität Zürich, Zürich, S. 80.
- Schaub M, Kaiser K F, Kromer B (2003b): Records of Late-glacial pioneer forests on the Swiss plateau provide a high resolution archive. In: The Desert Research Institute (Ed): XVI INQUA Congress - Programs with Abstracts. The Desert Research Institute, Reno, USA: 232.
- Taylor K C, Lamorey G W, Doyle G A, Alley R B, Grootes P M, Mayevski P A, White J W C & Barlow L K (1993): The "flickering switch" of late Pleistocene climate change. *Nature*, 361, 432-436.

8 Diskussion

8.1 Dendrowissenschaften und Radiokarbonanalyse

Die verschiedenen neuen Jahrringreihen überspannen den grössten Teil des Spätglazials. Leider war es bislang nicht möglich, diese zu einer bis ins Bölling durchgehenden Chronologie zu verbinden (siehe Abb. 6-1). Gründe hierfür sind primär in zu geringer Überlappung der einzelnen Jahrringreihen und hoher Morphodynamik zu sehen. Die beträchtlichen Sedimentationsraten beeinflussen einerseits das Jahrringwachstum während der ersten und letzten Dekaden übermässig, andererseits bewirken sie auch eine Verkürzung der Lebensdauer. Daher ist speziell zu Beginn der Jüngeren Dryas die Anwendung des Crossdating-Verfahrens schwierig.

Geht man vom Jahr 11'570 cal BP als Beginn der Jüngeren Dryas aus (siehe Abb. 2-2, Friedrich et al., 1999), so sind mit der aktuellen Verlängerung, rund 1020 Jahre der prominenten Kaltphase durch die absolute Jahrringreihe belegt. Noch zu überbrücken sind dementsprechend etwa 250 Jahre. Berücksichtigt man die floatende Chronologie YD_A, sowie die diversen Einzelserien, welche über ihre ^{14}C -Alter in die Lücke zu platzieren sind, sollte dies jedoch in absehbarer Zeit möglich sein (Abb. 6-1 bis 6-3).

Erstmals überhaupt wurden an spätglazialen Jahrringreihen Standardisierungsverfahren angewandt. Speziell durch die RCS Methode (Regional Curve Standardization) konnten langfristige Trends aus den Serien extrahiert werden, welche in gewissen Zeitbereichen synchrone Verläufe mit anderen hemisphärischen Archiven zeigen.

Durch die Messungen der $\Delta^{14}\text{C}$ -Gehalte wurden bisher einmalige Entdeckungen gemacht. Der markante Anstieg des $\Delta^{14}\text{C}$ zu Beginn der Jüngeren Dryas konnte erstmals in exakter annueller Auflösung an einem terrestrischen Archiv beprobt werden. Dies erlaubt einerseits eine Positionierung der terrestrischen ^{14}C -Daten gegenüber jenen des „mixed-layer“ Datensatzes aus den Cariaco Meereswarven¹ und andererseits eine Verbesserung der Kalibrationskurve. Ausserdem eröffnet es die Möglichkeit, das $\Delta^{14}\text{C}$ der Jahrringe und jenes der marinen Sedimente durch „wiggle-matching“ in Übereinstimmung zu bringen. Da sowohl hohe Genauigkeit der ^{14}C -Messungen, grosse zeitliche Auflösung und schnelle Umschlagszeiten zwischen der Atmosphäre und dem Ozean gegeben sind, kann zu Beginn der Jüngeren Dryas eine Veränderung des $\Delta^{14}\text{C}$ in der Atmosphäre gegenüber dem Cariaco (mixed-layer) Datensatz festgestellt werden (vgl.: Kromer et al., 2004). Diese Unterschiede im $\Delta^{14}\text{C}$ -Gehalt der Atmosphäre, könnten in einer Erhöhung der Produktion begründet sein. Andererseits würde eine verringerte Meereszirkulation ähnliche Auswirkungen zeigen, da sich das ^{14}C , aufgrund geringerer Tiefenwasserbildung, in der Atmosphäre anreichert. Die gesamte Sachlage wird in Paper 4 dieser Arbeit ausreichend besprochen und eine Änderung der ozeanischen Zirkulation als plausibelster Grund

¹ Jahreszeitlich geschichtete Meeressedimente, stammen aus einem Ozeanbecken vor Venezuela.

genannt. Dies entspricht der allgemeinen Annahme, wonach die Ursache der Jüngerer Dryas in einer Änderung der thermohalinen Zirkulation des Nordatlantiks zu finden ist.

8.2 Sedimente

8.2.1 Mikromorphologie

Bei der Betrachtung der Sedimentstrukturen und der Schichtgeometrie kann auf kolluvial verlagerte Sedimente geschlossen werden. Bewegt wurden sie durch die Hangdynamik, wobei jedoch nur geringe Energie wirkte. Die vorwiegend feinkörnigen Sedimente lassen ausserdem auf schwache Transportkapazitäten schliessen und können somit als feinkörnige Überflutungsablagerungen gedeutet werden. Dies gilt selbstverständlich nicht für die Groblage (Schichten XYZ, resp. I), welche aufgrund der Korngrössen und der Sedimentstruktur einem Murgang, mit vermutlich erosiver Basis, zugeschrieben werden kann. Da weder Diatomeen¹, Oogonien², noch biogene Karbonatsedimente in den untersuchten Schichten entdeckt wurden, kann ein limnischer Einfluss ausgeschlossen werden. Nur vereinzelt lassen sich Ereignisse stehenden Wassers bzw. Dekantation³ von Feinsedimenten nach einem Überflutungsereignis erkennen.

Aufgrund der hohen Sedimentationsrate und der damit einhergehenden raschen Überdeckung der abgelagerten Sedimente, sowie aufgrund der schwachen Erosionskraft, sind die Sedimente gut konserviert. Es ist davon auszugehen, dass die Sedimentationsraten während den Phasen initialer Bodenbildung geringer waren als in Phasen ohne Bodenbildung. Die Kennzeichen der Bodenbildungsprozesse lassen sich makroskopisch kaum nachweisen. Mikromorphologisch hingegen, wurden folgende Merkmale beobachtet:

- Veränderung in den originalen Sedimentstrukturen
- Bioturbation und Wurzelspuren
- Ausbildung eines Bodengefüges
- Erhöhte Porosität
- Erhaltenes organisches Material
- Anzeichen von Verwitterung

Teilweise waren Einschwemmungen von kalkfreiem Material in den Porenräumen erkennbar. Diese stammen aus höher gelegenen Bodenschichten und deuten auf deren fortschreitende Entkalkung hin. In einigen Schichten konnten ausserdem Frostspuren festgestellt werden. Die Gefügestruktur zeigt jedoch, dass es sich dabei nicht um Permafrost, sondern um einige Zyklen saisonalen Frostes handelt (Van Vliet-Lanoë, 1985).

Aus pedologischer Sicht liessen sich zwei Bodentypen bestimmen. Es fanden sich initiale Bodenbildungen (Rohböden) ohne Anzeichen beginnender Entkalkung. Weiter entwickelte Böden wurden als AC-Profil, Typ Pararendzina interpretiert, wobei der C-Horizont meist als Typ Cv (mit schwachen Verwitterungszeigern) in Erscheinung trat. Die organischen Humushorizonte haben sich jedoch nirgends erhalten. Vermutlich wurde das lockere organische Material bei einer nachfolgenden Überdeckung in einem ersten Schritt abgespült, bevor sich die frischen Sedimente absetzten. Dabei wurden die Bodenbildungsprozesse immer wieder unterbrochen und gleichzeitig wurden die alten Landoberflächen konserviert.

¹ Kieselalgen, Einzeller

² Keimzellen

³ Abtrennung eines ungelösten Stoffes innerhalb eines Flüssigkeitsgemisches

8.2.2 Pollen, Mollusken und Isotope

Wie bereits im Text erwähnt, ist das Pollenprofil der Fundstelle Landikon, aufgrund der undurchsichtigen Ablagerungsverhältnisse, nicht zu interpretieren (vgl. Kap. 4.2). In der Folge werden die Resultate der komplementären Untersuchungen des Standortes Gänziloo verglichen. Abbildung 8-1 zeigt eine Übersicht aller Sediment basierten Befunde, fixiert an der jeweiligen Entnahmehöhe im Sedimentprofil. Einige interessante Übereinstimmungen sind in den Profilen erkennbar.

Unterhalb der Groblage zeigen die Pollenwerte eine durch Birken und Gräser dominierte Vegetation. Die grosse Anzahl an Mollusken der ökologischen Gruppen 5 und 7 weisen ausserdem auf ausgesprochen lichte Birkenbestockung hin. Es dürften nur einzelne Bäume die feuchten Hänge des Üetlibergs bestockt haben. Die geringe Pollenkonzentration im tiefsten Bereich des Profils weist ausserdem auf spärliche Vegetationsbedeckung hin. Dies obwohl die Temperaturen bereits als gemässigt interpretiert werden können. Vermutlich stellen all diese Befunde den Verlauf der nacheiszeitlichen Sukzession dar. Die schnelle Erwärmung steht am Beginn der Veränderungen und wird gefolgt von Anpassungen der Flora und Fauna. Direkt unterhalb der Groblage zeigt die Mikrosedimentologie bereits Hinweise auf schwach entwickelte Bodenbildung (Cv-Horizonte), aber auch auf saisonalen Frost.

Die Groblage stellt einen markanten Wechsel dar, der sich sowohl in den Pollen als auch in der Isotopenkurve widerspiegelt. Die Föhren lösen die Birken als dominante Art ab. Ein Trog in der $\delta^{18}\text{O}$ Kurve lässt sich als markanter Rückgang der Temperatur deuten, wie er analog in verschiedenen weiteren Klimaarchiven auftritt.

Es wird vermutet, dass es sich beim Murgangereignis, welches zur Bildung der Groblage führte, um ein einzelnes Event handelt. Auffällig in diesem Zusammenhang ist die Tatsache, dass keine der Kernbohrungen, welche im Rahmen der Sondierungen zur Planung des Üetlibergtunnels durchgeführt wurden, die 75 cm mächtige Groblage zeigt. Auch dem zuständigen Geologen ist eine derartige Ereignisschicht unbekannt (R. Wyss, persönliche Mitteilung). Dies lässt den Schluss zu, dass es sich um eine lokal stark begrenzte Ablagerung handelt, die nichts desto trotz als morphodynamische Aktivitätsphase angesehen werden kann.

Auf die besagte Groblage folgt eine massive Ausbreitung der Föhrenbestände auf Kosten der Birken und auch der Gräser. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und die Zahl der Mollusken erholen sich und erreichen böllingzeitliches Niveau. Im weiteren Verlauf des Molluskenprofils sind stetig Bereiche auszumachen, in welchen die Population der Mollusken erheblich einbricht. Beim Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ Kurve ist ab der Groblage ein stetiger Rückgang ersichtlich. In Kombination mit dem deutlichen Einbruch der Pollenzahl im Sediment kann auf eine ausgeprägte Verschlechterung des Klimas, insbesondere der Temperatur geschlossen werden.

Durch Einbezug aller Parameter, insbesondere der ^{14}C Datierungen wurde eine grobe zeitliche Einordnung vorgenommen. Daraus lassen sich mit grosser Wahrscheinlichkeit folge Zeitabschnitte fixieren:

- (i) Die Datierung der tiefsten Probe auf $12'670 \pm 90 \text{ a } ^{14}\text{C BP}$ (= ca. 15'000 a cal BP) lässt vermuten, dass es sich dabei um Sedimente aus der Ältesten Dryas Zeit handelt. Gestützt wird diese Vermutung durch Rasmussen et al. (2006), der den Beginn des Böllings bei einem maximalen Fehler von 186 Jahren auf 14'642 a cal BP datiert. Ausserdem ist ein geringeres Vorkommen der Mollusken in den untersten Sedimentschichten erkennbar. Die Pollendaten sind schwer zu interpretieren, da die Pollenerhaltung der untersten Probe sehr schlecht war. Dies führte zu einer Anreicherung der korrosionsresistenten *Cichoriaceae*-Pollen (Gräser, siehe Anhang C). In der darauf folgenden Pollenprobe ist das grosse Vorkommen von *Juni-*

perus (Wacholder, 50%) und *Gramineae* (18%) auffällig. Laut Burga und Perret (1998) findet sich die Hauptausbreitungsphase von *Juniperus* zu Beginn des Böllings. Im Gegensatz dazu zeigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte keine Anzeichen markant tiefer Temperaturen. All diese Parameter ergeben kein konsistentes Bild, weshalb weder das Ende der Ältesten Dryas noch der Beginn des Böllings innerhalb der Sedimentschichten eindeutig fixiert werden konnten.

- (ii) Im Gegensatz dazu ist der Übergang vom Bölling zur Älteren Dryas klar auszumachen. Der eindeutige Wechsel der Pollendominanz (*Betula* zu *Pinus*), der deutliche Einbruch in den $\delta^{18}\text{O}$ - und den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten, sowie das Auftreten einer 75 cm mächtigen, auf grosse morphodynamische Aktivität hinweisende Groblage, lassen einen klaren Schluss zu.
- (iii) Auch wenn die Ältere Dryas in den Sedimentablagerungen als ausgeprägte Schicht zu erkennen ist, so ist ihre Dauer auf nur 25 bis 30 Jahre datiert (Friedrich et al., 2001). Aus diesem Grund muss der Beginn des Alleröds direkt der Groblage folgen.
- (iv) Das Alleröd scheint von der Groblage, bis ans obere Ende des Sedimentprofils zu reichen. Die ^{14}C Datierungen von $11'520 \pm 27^1$, $11'290 \pm 80$ und $10'690 \pm 80$ a BP bestätigen die zeitliche Zuordnung. Allerdings kann nicht mit Bestimmtheit festgestellt werden, ob die Jüngere Dryas bereits erreicht wurde. Hinweise hierzu liefern die stabilen Isotope, welche erste Anzeichen eines Jüngere Dryas typischen Einbruchs zeigen.

Die Pollenuntersuchungen sollten für den Übergang in die Jüngere Dryas eine Auflockerung des Föhren-Birkenbestandes und eine Zunahme der proto- respektive kryokratischen Florenelementen (*Artemisia*, *Ephedra*, *Juniperus*, *Botrychium*, *Thalictrum*, *Chenopodiaceae* und *Selaginella*) zeigen (Burga und Perret, 1998). Dies konnte im Pollenprofil Gänziloo nicht nachgewiesen werden. Es sind jedoch geringe Änderungen des Molluskenspektrums auszumachen. Die Zunahme der Waldarten lässt vermuten, dass der Übergang zur Jüngeren Dryas nicht erreicht wird.

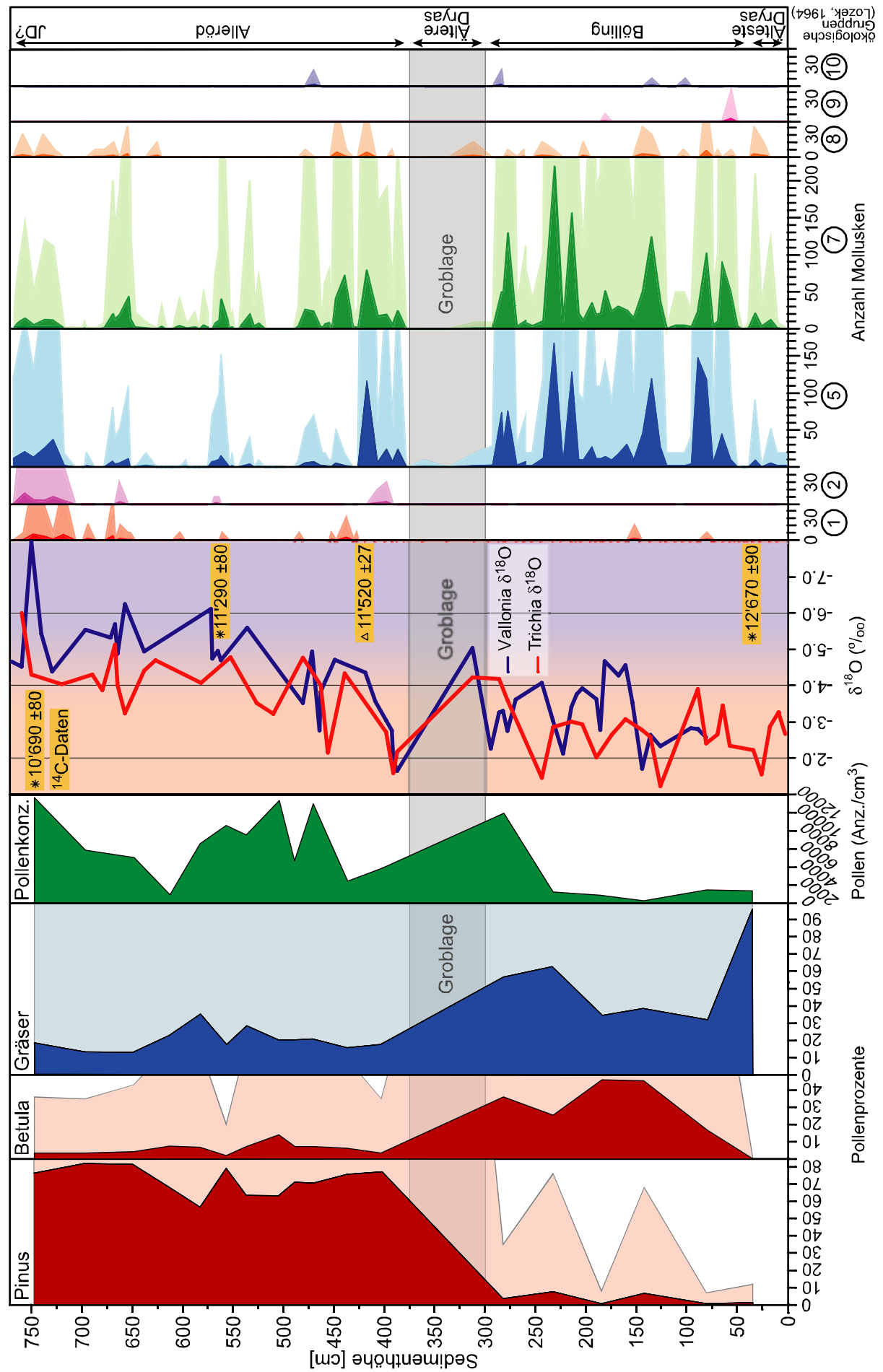
Innerhalb des Alleröds lässt sich ein markanter Trog der Pollenkonzentration erkennen. Dieser könnte, bestätigt durch die ^{14}C Datierungen, der Gerzenseeschwankung zugeordnet werden. Parallel zum Einbruch der Pollenkonzentration zeigt sich auch eine zeitweise Ausdünnung der Molluskenfunde.

Ausgehend von den Annahmen, dass sich das Alleröd-Interstadial von der Groblage, bis zur Oberkante des Profils erstreckt (Sedimentmächtigkeit = 375 cm) und 1150 Jahre (ca. 14'000 a cal BP bis 12'850 a cal BP, Rasmussen et al. 2006) umfasst, so ergibt sich eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 3.3 mm/a.

Bei der Betrachtung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ist ein Versatz zwischen den beiden Molluskenarten erkennbar. Dies ist auf eine unterschiedliche Fraktionierung des ^{13}C -Isotops bei der Bildung von CaCO_3 (Gehäuse) zurückzuführen.

Abbildung 8-1 (Seite 109): Zusammenstellung aller auf dem Sediment basierenden Proxies. Aus den Pollen lässt sich die Entwicklung der Vegetation ablesen. Die Isotope erbringen einen Hinweis auf Temperaturschwankungen und die Zusammensetzung respektive Populationsgrösse der Mollusken präzisiert die Pollen basierten Annahmen.

¹ Hierbei handelt es sich um eine konventionelle Datierung einer Holzprobe (Heidelberger Radiokarbon Labor). Es könnte sich beim besagten Holzstück um eine Wurzel handeln. Dies würde bedeuten, dass das umgebende Sediment älter ist, als die Holzprobe dies vermuten lässt.



9 AUSBLICK

In dieser Arbeit können verschiedene Resultate aus den Bereichen der Jahrring- und Sedimentkunde, der Pollen- und Isotopenanalyse and der Untersuchung der Molluskenfauna präsentiert werden. Sie erlauben eine verbesserte Vorstellung späteiszeitlichen Umweltbedingungen der Region Zürich, im Speziellen der Hänge am Üetliberg. Noch immer sind jedoch nicht alle Fragen restlos geklärt. In der Folge soll auf die weiterhin bestehenden Wissenslücken hingewiesen und ein Ausblick gewagt werden:

- (i) Die Lücken in den spätglazialen Jahrringreihen sind nicht nur für die Jahrringforschung, sondern auch für die Kalibration und Interpretation der ^{14}C Alter und deren Verläufe ein grosses Problem. Ein Schritt zur Überbrückung der Jüngeren Dryas mittels Jahrringreihen konnte in dieser Arbeit geleistet werden, doch noch immer besteht keine durchgehende Jahrringreihe. Würde es gelingen, die rund 150 Jahre umspannende Lücke zwischen der absoluten Chronologie und ZH LG_1 zu schliessen, so wäre schlagartig eine Verlängerung der absoluten Reihe um 1600 Jahre erreicht. Betrachtet man die floatenden Einzelserien des betreffenden Zeitbereiches und die bestehende Chronologie (YD_A), so müsste dies an und für sich bereits jetzt möglich sein. Weshalb jedoch die Bemühungen bislang nicht belohnt wurden, kann auf vielfältige Ursachen zurückzuführen sein. Neben ungenügender Überlappung könnten die äusserst schwierigen Wachstumsbedingungen und die hohen Sedimentationsraten zu Beginn der Jüngeren Dryas als Erklärung dienen. Ausserdem ist die Positionierung über das „wigggle-matching“ Verfahren im Zeitbereich von 12'750 bis 12'150 a cal BP sehr schwierig, da während rund 600 Jahren nur eine Zunahme von 200 Jahren im ^{14}C zu verzeichnen ist. Dies führt zu einer flachen Kalibrationskurve (teilweise auch Plateaus) und somit zu verschiedenen Möglichkeiten bei der Einpassung der ^{14}C Daten. Ausserdem kann im entsprechenden Zeitbereich nicht mit Sicherheit von einem synchronen Verlauf der mixed-layer Kalibrationskurve (Cariaco Warven) und der terrestrischen ^{14}C Daten aus Jahrringen ausgegangen werden. Dies lässt zumindest der Fund einer Huon Pine (SRT-793) in Tasmanien vermuten. Der ^{14}C Gehalt dieses Baumes zeigt während der ersten Phase (speziell um 12'500 a cal BP) der Jüngeren Dryas grosse Schwankungen und keine gute Übereinstimmung mit den marinen Sedimenten (Bernd Kromer persönliche Mitteilung, AINSE Progress Report for 01/003, 2006). Da es sich dabei aber um ein südhemisphärisches Archiv handelt, lässt sich diese Erkenntnis nicht ohne weiteres auf die spätglazialen Zürcher Föhren ummünzen.
- (ii) Der markante Abfall der Kalibrationskurve beim Übergang vom Alleröd zur Jüngeren Dryas dient derzeit als Anker der spätglazialen Chronologie ZH LG_1. Die Ursache des Einbruchs in der Kalibrationskurve ist eine plötzliche Zunahme des ^{14}C Gehaltes. Ein derartiger Anstieg kann einerseits durch die Erhöhung der ^{14}C Produktion (solare Variabilität) in der Atmosphäre oder durch den Rückgang der ozeanischen Zirkulation begründet sein. Momentan ist eine Änderung der Ventilation als wahrscheinlicher anzusehen (siehe: Kromer et al.,

2004). Eine exakte Interpretation der Vorgänge zu Beginn der Jüngeren Dryas kann jedoch erst erfolgen, wenn die Lücken in den Jahrringchronologien auch für diesen Bereich geschlossen und die Abläufe somit absolut datiert werden können.

- (iii) Bislang bezog sich die Interpretation spätglazialer Jahrringreihen ausschliesslich auf Rohdaten. Dementsprechend stellt die weiterführende dendroklimatologische Analyse spätglazialer Jahrringreihen eine grosse Wissenslücke dar. Speziell zur Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag während des vergangenen Millenniums wurden zuletzt vermehrt Jahrringkurven zu Rate gezogen (Esper et al., 2002; Treydte et al., 2006). Die Grundvoraussetzung derartiger Klimarekonstruktionen ist eine geeignete Standortwahl. So werden zur Rekonstruktion der Klimafaktoren Waldgrenzstandorte gewählt, an welchen der gewünschte Parameter den limitierenden Faktor darstellt. Ausserdem erlauben spezielle Standardisierungsverfahren die Eliminierung nicht-klimatischer Trends aus den rohen Jahrringreihen. Auf dieselbe Weise wurden spätglaziale Jahrringreihen erstmals in der vorliegenden Arbeit behandelt. Im Vergleich mit anderen hochauflösenden Klimaarchiven der damaligen Zeit ergaben sich daraus speziell im mehr-dekadischen bis hundertjährigen Bereich einige Übereinstimmungen. Überdies gilt das Spätglazial als Zeitbereich grosser Temperaturänderungen. Trotzdem wäre es wohl ein Trugschluss zu vermuten, dass die Wachstumsänderungen der spätglazialen Üetlibergföhren ausschliesslich Temperatursignale wiedergeben. Speziell in diesem Bereich sollten zukünftig vermehrt Analysen erfolgen. Standardisierte Jahrringreihen verschiedener Standorte sind zu kombinieren und auch zu interpretieren.
- (iv) Durch Kombination verschiedenster Klimaproxis („multi-proxy approach“) sollen die Schwächen jedes einzelnen minimiert werden. So lässt sich die Aussagekraft der Rekonstruktionen erheblich steigern.

Ein zentrales Anliegen zukünftiger Forschung stellt sicherlich die Verbesserung der Fundsituation dar. Um dies zu erreichen, müssen die bekannten Fundgebiete (z. B. am Üetliberg) überwacht und neue, allenfalls mittels Feldkampagnen über die Landesgrenzen hinaus, erschlossen werden. Es sollte versucht werden, ein Beziehungsnetz mit verschiedenen Baufirmen aufzubauen.

10 LITERATUR

- AINSE Progress Report for 01/003. Radiocarbon calibration in the Younger Dryas chronozone, 12,800-11,500 years ago: AMS measurements on Huon pine tree rings from Tasmania, In: http://www.ansto.gov.au/ainse/prorep2001/R_00_003.pdf, Zugriff am: 04-11-2006.
- Alley, R.B., Meese, D.A., Shuman, C.A., Gow, A.J., Taylor, K.C., Grootes, P.M., White, J.W.C., Ram, M., Waddington, E.D., Mayewski, P.A., Zielinski, G.A., 1993. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas. *Nature* 362, 527-529.
- Ammann, B., Birks, H.J.B., Brooks, S.J., Eicher, U., Von Grafenstein, U., Hofmann, W., Lemdahl, G., Schwander, J., Tobolski, K., Wick, L., 2000. Quantification of biotic responses to rapid climatic changes around the Younger Dryas - a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159, 313-347.
- Andrews, J.T., Erlenkeuser, H., Tedesco, K., Aksu, A.E., Jull, A.J.T., 1994. Late Quaternary (stage 2 and 3) meltwater and Heinrich Events, northwest Labrador Sea. *Quaternary Research* 41, 26-34.
- Baales, M., Bittmann, F., Kromer, B., 1999. Verkohlte Bäume im Trass der Laacher See-Tephra bei Kruft (Neuwieder Becken). *Archäologisches Korrespondenzblatt* 28, 191-204.
- Becker, M., Bert, G.D., Bouchon, J., Dupouey, J.L., Picard, J.F., Ulrich, E., 1995. Long-term changes in forest productivity in Northeastern France - The dendroecological approach. In: Landmann, G., Bonneau, M. (Eds.), *Forest decline and atmospheric deposition effects in the French mountains*. Springer, Berlin, pp. 143-156.
- Birks, H.H., Paus, A., Svendsen, J.I., Alm, T., Mangerud, J., Landvik, J.Y., 1994. Late Weichselian environmental change in Norway, including Svalbard. *Journal of Quaternary Science* 9, 133-145.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Daellenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H.B., Hammer, C.U., Johnsen, S.J., 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature* 394, 739-743.
- Boyle, E.A., Keigwin, L.D., 1987. North Atlantic thermohaline circulation during the last 20,000 years linked to high latitude surface temperature. *Nature* 330, 35-40.
- Brand, U., McCarthy, F.M.G., 2005. The Allerød-Younger Dryas-Holocene sequence in the west-central Champlain Sea, eastern Ontario: a record of glacial, oceanographic, and climatic changes. *Quaternary Science Reviews* 24, 1463-1478.
- Brauer, A., Endres, C., Günter, C., Litt, T., Stebich, M., Negendank, J.F.W., 1999. High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary Science Reviews* 18, 321-329.

- Briffa, K.R., Jones, P.D., Bartholin, T.S., Eckstein, D., Schweingruber, F.H., Karlén, W., Zetterberg, P., Eronen, M., 1992. Fennoscandian summers from AD 500: temperature changes on short and long timescales. *Climate Dynamics* 7, 111-119.
- Briffa, K.R., Jones, P.D., Schweingruber, F.H., Karlén, W., Shiyatov, S.G., 1996. Tree ring variables as proxy-climate indicators. Problems with low-frequency signals. In: Jones, P.D., Bradley, R.S., Jouzel, J. (Eds.), *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. Springer, Berlin, pp. 9-41.
- Broecker, W.S., 2003. Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science* 300, 1519-1522.
- Broecker, W.S., 2006. Was the Younger Dryas triggered by a flood? *Science* 312, 1146-1148.
- Broecker, W.S., Kennett, J.P., Flower, B.P., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonani, G., Wolfli, W., 1989. Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature* 341, 318-321.
- Burga, C.A., Perret, R., 1998. *Vegetation and climate history in Switzerland during the later Pleistocene and Holocene*. Ott Verlag, Thun.
- Clark, P.U., Marshall, S.J., Clarke, G.K.C., Hostetler, S.W., Licciardi, J.M., Teller, J.T., 2001. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. *Science* 293, 283-287.
- Cook, E.R., 1985. A time series analysis approach to tree-ring standardization. Ph.D. thesis, University of Arizona.
- Cook, E.R., Peters, K., 1981. The smoothing spline: A new approach to standardizing forest interior tree-ring width series for dendroclimatic studies. *Tree-Ring Bulletin* 41, 45-53.
- Cook, E.R., Briffa, K.R., Meko, D.M., Graybill, D.A., Funkhouser, G., 1995. The 'segment length curse' in long tree-ring chronology development for palaeoclimatic studies. *The Holocene* 5, 229-237.
- Coope, G.R., Elias, S.A., 2000. The environment of Upper Palaeolithic (Magdalenian and Azilian) hunters at Hauterive-Champréveyres, Neuchâtel, Switzerland, interpreted from coleopteran remains. *Journal of Quaternary Science* 13, 419-433.
- Croope, G.R., Lemdahl, G., Lowe, J.J., Walkling, A., 1998. Temperature gradients in Northern Europe during the Last-glacial-Holocene Transition (14-9 ¹⁴C kyr BP) interpreted from coleopteran assemblages. *Journal of Quaternary Science* 13, 419-433.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436-463.
- De Beaulieu, J.-L., Richard, H., Ruffaldi, P., Clerc, J., 1994. History of vegetation, climate and human action in the French Alps and the Jura over the last 15000 years. *Dissertationes Botanicae* 234, 253-276.
- De Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., Bilodeau, G., 1996. Reduced meltwater outflow from the Laurentide ice margin during the Younger Dryas. *Nature* 381, 774-777.
- Douglass, A.E., 1941. Crossdating in Dendrochronology. *Journal of Forestry* 39, 825-831.

- Eicher, U., 1979. Die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse in spätglazialen Süsswasserkarbonaten und ihr Zusammenhang mit den Ergebnissen der Pollenanalyse. Ph.D. thesis, Bot. Institut, University of Bern.
- Eicher, U., 1980. Pollen- und Sauerstoffisotopenanalysen an den spätglazialen Profilen vom Gerzensee, Faulenseemoos und vom Regenmoos ob Boltigen. *Mitteilung der Naturforschenden Gesellschaft Bern* 37, 65-80.
- Eicher, U., 1994. Sauerstoffisotopenanalysen durchgeführt am spät- sowie frühpostglazialen Seekreiden. In: Lotter, A.F., Ammann, B. (Eds.), *Festschrift Gerhard Lang. Dissertationes botanicae*, 234, Berlin/Stuttgart, pp. 277-286.
- EPICA Community Members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623-628.
- EPICA Community Members, 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature* 444, 195-198.
- Escher, K., 1911. *Chronik der ehemaligen Gemeinde Wiedikon und Aussersihl*. Orell Fuessli, Zürich.
- Esper, J., Cook, E.R., Schweingruber, F.H., 2002. Low-frequency signals in long tree-ring chronologies and the reconstruction of the past temperature variability. *Science* 295, 2250-2253.
- Esper, J., Cook, E.R., Krusic, P.J., Peters, K., Schweingruber, F.H., 2003. Tests of the RCS method for preserving low-frequency variability in long tree-ring chronologies. *Tree-Ring Research* 59, 81-98.
- Faegri, K., Iversen, J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. John Wiley & Sons, New York.
- Felis, T., Lohmann, G., Kuhnert, H., Lorenz, S.J., Scholz, D., Patzold, J., Al-Rousan, S.A., Al-Moghrabi, S.M., 2004. Increased seasonality in Middle East temperatures during the last interglacial period. *Nature* 429, 164-168.
- Fisher, T.G., Smith, D.G., 1994. Glacial Lake Agassiz: Its northwest maximum extent and outlet in Saskatchewan (Emerson Phase). *Quaternary Science Reviews* 13, 845-858.
- Frank, D.C., Esper, J., 2005. Temperature reconstructions and comparisons with instrumental data from a tree-ring network for the European Alps. *International Journal of Climatology* 25, 1437-1454.
- Friedrich, M., Kromer, B., Spurk, H., Hofmann, J., Kaiser, K.F., 1999. Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quaternary International* 61, 27-39.
- Friedrich, M., Kromer, B., Kaiser, K.F., Spurk, M., Hughen, K.A., Johnsen, S.J., 2001. High-resolution climate signals in the Bølling-Allerød Interstadial (Greenland Interstadial 1) as reflected in European tree-ring chronologies compared to marine varves and ice-core records. *Quaternary Science Reviews* 20, 1223-1232.
- Friedrich, M., Remmele, S., Kromer, B., Hofmann, J., Spurk, M., Kaiser, K.F., Orsel, C., Küppers, M., 2004. The 12,460 year Hohenheim oak and pine tree-ring chronology from Central Europe - A unique annual record for radiocarbon calibration and paleo-environment reconstructions. *Radiocarbon* 46 (3), 1111-1122.
- Fritts, H.C., 1976. *Tree Rings and Climate*. Academic Press, New York.

- Gaillard, M.J., Lemdahl, G., 1994. Lateglacial insect assemblages from Grand-Marais, south-western Switzerland - climatic implications and comparison with pollen and plant macrofossil data. *Dissertationes Botanicae* 234, 287-308.
- Google Earth. Explore, search and discover, a 3D interface of the planet. In: <http://earth.google.com/>, Zugriff am: 01-07-2006.
- GRIP-Members, 1993. Climate instability during the last Interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature* 364, 203-207.
- Grossmann, H., 1934. Vorgeschichtliche Hölzer im Utolehm. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 4, 116-120.
- Haeberli, W., 1991. Zur Glaziologie der letzteiszeitlichen Alpenvergletscherung. In: Frenzel, B. (Ed.), *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130'000 Jahre*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, pp. 409-419.
- Haeberli, W., Pünter, M., Tamás, M., Schurter, R., 1998. Der Üetliberg - Geomorphologie von Zürich. *Exkursionsführer*.
- Haeberli, W., Hager, P., Laustela, M., Loew, S., Estoppey, D., 2003. Zurich by Ice. Guide to mid-week excursion. Eighth International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland.
- Hajdas, I., Ivy-Ochs, S.D., Bonani, G., Lotter, A.F., Zolitschka, B., Schlüchter, C., 1995. Radiocarbon age of the Laacher See tephra: $11,230 \pm 40$ BP. *Radiocarbon* 37 (2), 149-154.
- Hekkinen, O., Tikkanen, M., 1987. The Kalajoki dune field on the west coast of Finland. *Fennia* 165, 241-267.
- Helama, S., Timonen, M., Lindholm, M., Meriläinen, J., Eronen, M., 2005. Extracting long-period climate fluctuations from tree-ring chronologies over timescales of centuries to millennia. *International Journal of Climatology* 25 (13), 1767-1779.
- Hinderer, M., 2001. Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta* 14, 231-263.
- Holmes, R.L., 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurements. *Tree-Ring Bulletin* 43, 69-78.
- Hughen, K.A., Overpeck, J.T., Peterson, L.C., Trumbore, S., 1996. Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation. *Nature* 380, 51-54.
- Hughen, K.A., Overpeck, J.T., Lehman, S.J., Kashgarian, M., Southon, J., Peterson, L.C., Alley, R.B., Sigman, D.M., 1998. Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature* 391, 65-68.
- Hughen, K.A., Southon, J.R., Lehman, S.J., Overpeck, J.T., 2000. Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation. *Science* 290, 1951-1954.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001 - the scientific basis*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Isarin, R.F.B., Bohncke, S.J.P., 1999. Mean July temperatures during the Younger Dryas in North-Western and Central Europe inferred from climate indicator plant species. *Quaternary Research* 51, 158-173.

- Jäckli, H., 1989. Geologie von Zürich. Von der Entstehung der Landschaft bis zum Eingriff des Menschen. Orell Füessli Verlag, Zürich.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J.P., 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311-313.
- Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdottir, A.E., White, J., 2001. Oxygen isotope and paleotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science* 16, 299-307.
- Johnston, W.A., 1946. Glacial Lake Agassiz, with special reference to the mode of deformation of the beaches. *Geological Survey of Canada Bulletin* 7, 20-22.
- Kaiser, K.F., 1979. Ein spätglazialer Wald im Dättelnau bei Winterthur/Schweiz. Ph.D. thesis, University of Zurich.
- Kaiser, K.F., 1993. Beiträge zur Klimageschichte vom Hochglazial bis ins frühe Holozän, rekonstruiert mit Jahrringen und Molluskenschalen aus verschiedenen Vereisungsgebieten. Ziegler Druck- und Verlags-AG, Winterthur.
- Kempf, T., Freimoser, M., Haldimann, P., Longo, V., Müller, E., Schindler, C., Styger, G., Wyssling, L., 1986. Die Grundwasservorkommen im Kanton Zürich. Beiträge zur Geologie der Schweiz - Geotechnische Serie. Lieferung 69. Schweizerische Geotechnische Kommission, Zürich.
- Kerney, M.P., Cameron, R.A.D., Jungbluth, J.H., 1983. Die Landschnecken Nord- und Mitteleuropas. Ein Bestimmungsbuch für Biologen und Naturfreunde. Verlag Paul Parey, Hamburg & Berlin.
- Kerschner, H., 1980. Outlines of the climate during the Egesen advance (Younger Dryas, 11,000-10,000 BP) in the Central Alps of Western Tyrol, Austria. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 16(2), 229-240.
- Krayss, E., Keller, O., 1996. Hydrographie des Bodenseeraumes während der letzten Vorlandvereisung. *Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung* 114, 111-143.
- Kromer, B., Münnich, K.O., 1992. CO₂ gas proportional counting in radiocarbon dating - review and perspective. In: Taylor, R.E., Long, A., Kra, R.S. (Eds.), *Radiocarbon after Four Decades*. Springer, New York, pp. 184-197.
- Kromer, B., Friedrich, M., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Remmele, S., Schaub, M., Talamo, S., 2004. Late Glacial ¹⁴C ages from a floating, 1382-ring pine chronology. *Radiocarbon* 46 (3), 1203-1209.
- Leverington, D.W., Mann, J.D., Teller, J.T., 2000. Changes in the bathymetry and volume of glacial Lake Agassiz between 11,000 and 9,300 ¹⁴C yr B.P. *Quaternary Research* 54 (2), 174-181.
- Licciardi, J.M., Clark, P.U., Jenson, J.W., Macayeal, D.R., 1998. Deglaciation of a soft-bedded Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 17, 427-448.
- Lister, G.S., 1988. A 15,000-year isotopic record from lake Zurich of deglaciation and climatic change in Switzerland. *Quaternary Research* 29, 129-141.
- Lister, G.S., 1989. Reconstruction of palaeo air temperature changes from oxygen isotopic records in lake Zürich: the significance of seasonality. *Ecologiae Geologicae Helvetiae* 82 (1), 219-234.

- Litt, T., Schmincke, H.-U., Kromer, B., 2003. Environmental response to climate and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial. *Quaternary Science Reviews* 22 (1), 7-32.
- Lotter, A.F., Eicher, U., Siegenthaler, U., Birks, H.J.B., 1992. Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. *Journal of Quaternary Science* 7 (3), 187-204.
- Lotter, A.F., Birks, H.J.B., Eicher, U., Hofman, J., Schwander, J., Wick, L., 2000. Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159, 349-361.
- Lozek, V., 1964. Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Rozpravy U. u. G., Prag.
- Magny, M., 2001. Palaeohydrological changes as reflected by lake-level fluctuations in the Swiss Plateau, the Jura Mountains and the northern French Pre-Alps during the Last Glacial-Holocene transition: a regional synthesis. *Global and Planetary Change* 30, 85-101.
- Magny, M., Aalbersberg, G., Bégeot, C., Benoit-Ruffaldi, P., Bossuet, G., Disnar, J.-R., Heiri, O., Laggoun-Defarge, F., Mazier, F., Millet, L., Peyron, O., Vannière, B., Walter-Simonnet, A.-V., 2006. Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial-Holocene transition: A multi-proxy record of Lake Lautrey. *Quaternary Science Reviews* 25, 414-445.
- Matalas, N.C., 1962. Statistical properties of tree ring data. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology* 7, 39-47.
- Merkt, J., Müller, H., 1999. Varve chronology and palynology of the Late Glacial in northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. *Quaternary International* 61, 41-59.
- Mitchell, V.L., 1967. An investigation of certain aspects of tree growth rates in relation to climate in the central Canadian boreal forest. Technical report 33, Department of Meteorology, University of Wisconsin, Wisconsin, USA.
- Müller, B.V., 2000. Datierung fossiler Hölzer am Übergang Jüngere Dryas / Präboreal. Diploma thesis, Geographic Department, University of Zurich.
- NorthGRIP Members, 2004. High resolution Climate Record of the Northern Hemisphere reaching into the last Glacial Interglacial Period. *Nature* 431, 147-151.
- Olsson, I.U., 1980. ^{14}C in extractives from wood. *Radiocarbon* 22, 515-524.
- Pavoni, N., Jäckli, H., Schindler, C., 1992. Geologischer Atlas der Schweiz. 1:25'000, Blatt 1091 Zürich. Landeshydrologie und -geologie.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Benders, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, B., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436.
- Radiokarbon-Labor Heidelberg. Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Arbeitsstelle Radiometrische Altersbestimmung von Wasser und Sedimenten. In: <http://www.iup.uni-heidelberg.de/institut/forschung/groups/fa/radiokohlenstoff/index.htm>, Zugriff am: 15-07-2006.

- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research* 111, D06102, doi:10.1029/2005JD006079.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Van Der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46 (3), 1029-1058.
- Rinn, F., 1996. TSAP - time series analyses presentation. Referenz manual (version 3.0). RinnTech, Heidelberg.
- Rinn, F., 2003. TSAP-Win, time series analysis and presentation for dendrochronology and related applications. User Reference (version 0.53). Rinn Tech, Heidelberg.
- Schaub, M., Kaiser, K.F., Kromer, B., Talamo, S., 2005. Extension of the Swiss Lateglacial tree-ring chronologies. *Dendrochronologia* 23, 11-18.
- Schaub, M., Büntgen, U., Kaiser, K.F., Kromer, B., Talamo, S., Andersen, K.K., Rasmussen, S.O., 2007a. Lateglacial environmental variability from Swiss tree rings. *Quaternary Science Reviews*, in press.
- Schaub, M., Kaiser, K.F., Frank, D.C., Büntgen, U., Kromer, B., Talamo, S., 2007b. Extended tree-ring chronologies provide environmental changes during Allerød-Younger Dryas transition. *Boreas*, in review.
- Schlüchter, C., 1991. Fazies und Chronologie des letzteiszeitlichen Eisaufbaus im Alpenvorland der Schweiz. In: Frenzel, B. (Ed.), *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130'000 Jahre*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, pp. 401-407.
- Schmincke, H.U., Park, C., Harms, E., 1999. Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP. *Quaternary International* 61, 61-72.
- Schweingruber, F.H., 1996. Tree rings and environment. *Dendroecology*. Haupt, Bern.
- Severinghaus, J.P., Sowers, T., Brooks, E.J., Alley, R.B., Bender, M.L., 1998. Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. *Nature* 391, 141-146.
- Siegenthaler, U., Eicher, U., 1986. Stable oxygen and carbon isotope analyses. In: Berglund, B.E. (Ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Wiley & Sons, Chichester, pp. 407-422.
- Stainforth, D.A., Aina, T., Christensen, C., Collins, M., Faull, N., Frame, D.J., Kettleborough, J.A., Knight, S., Martin, A., Murphy, J.M., Piani, C., Sexton, D., Smith, L.A., Spicer, R.A., Thorpe, A.J., Allen, M.R., 2005. Uncertainty in predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases. *Nature* 433, 403-406.

- Steig, E.J., Brook, E.J., White, J.W.C., Sucher, C.M., Bender, M.L., Lehman, S.J., Morse, D.L., Waddington, E.D., Clow, G.D., 1998. Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic. *Science* 282, 92-95.
- Stockmarr, J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* 13, 615-621.
- Teller, J.T., Thorleifson, L.H., 1983. The Lake Agassiz–Lake Superior connection. In: Teller, J.T., Clayton, L. (Eds.), *Glacial Lake Agassiz*. Geological Association of Canada, Special Paper 26, pp. 261-290.
- Treydte, K., Schleser, G.H., Helle, G., Frank, D.C., Winiger, M., Haug, G.H., Esper, J., 2006. The twentieth century was the wettest period in northern Pakistan over the past millennium. *Nature* 440, 1179-1182.
- Turner, H., Kuiper, J.G.J., Thew, N., Bernasconi, R., Rüetschi, J., Wuethrich, M., Gosteli, M., 1998. *Mollusca Atlas. Atlas der Mollusken der Schweiz und Liechtensteins*. Fauna Helvetica 2. CSCF/SEG, Neuchâtel.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1985. Frost effects in soils. In: Boardman, J. (Ed.), *soils and Quaternary landscape evolution*. Wiley, London, pp. 115-156.
- Vannière, B., Bossuet, G., Walter-Simonnet, A.-V., Ruffaldi, P., Adatte, T., Rossy, M., Magny, M., 2004. High-resolution record of environmental changes and tephrochronological markers of the Last Glacial-Holocene transition at Lake Lautrey (Jura, France). *Journal of Quaternary Science* 19 (8), 797-808.
- Walker, M.J.C., 1995. Climatic changes in Europe during the last glacial/interglacial transition. *Quaternary International* 28, 63-76.
- Westumfahung Zürich. Spatenstich N4 - Uetliberg West bis Knonau, Medienmitteilung, 24. Januar 2002. In: <http://www.westumfahung.ch>, Zugriff am: 01-07-2006.
- Wettstein, A., 1885. *Geologie von Zürich und Umgebung*. Philosophische Fakultät, Universität Zürich.
- Wick, L., 2000. Vegetational response to climatic changes recorded in Swiss Late Glacial lake sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159, 231-250.
- Wohlfarth, B., Gaillard, M.-J., Haeberli, W., Kelts, K., 1994. Environment and climate in southwestern Switzerland during the last termination, 15-10 ka BP. *Quaternary Science Reviews* 13, 361-394.
- Wurth, G., Niggemann, S., Richter, D.K., Mangini, A., 2004. The Younger Dryas and Holocene climate record of a stalagmite from Holloch cave (Bavarian Alps, Germany). *Journal of Quaternary Science* 19, 291-298.
- Yu, Z., Eicher, U., 1998. Abrupt climate oscillations during the last deglaciation in Central North America. *Science* 282, 2235-2238.
- Zemp, M., 2006. *Glaciers and climate change - spatio-temporal analysis of glacier fluctuations in the European Alps after 1850*. Dissertation, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Zürich.

PERSÖNLICHE PUBLIKATIONSLISTE

Peer-reviewed papers

Schaub M., Kaiser K. F., Frank D. C., Büntgen U., Kromer B., Talamo S. (2007): Environmental change during the Allerød and Younger Dryas reconstructed from Swiss tree-ring data. *Boreas*, in review.

Schaub M., Büntgen U., Kaiser K. F., Kromer B., Talamo S., Andersen K.K. und Rasmussen S.O. (2007): Lateglacial environmental variability from Swiss tree rings. *Quaternary Science Reviews*, in press.

Schaub M., Kaiser K. F., Kromer B. und Talamo S. (2005): Extension of the Swiss Lateglacial tree-ring chronologies. *Dendrochronologia* 23, 11-18.

Kromer B., Friedrich M., Hughen K.A., Kaiser F., Remmele S., Schaub M., Talamo S. (2004): Late Glacial ^{14}C ages from a floating, 1382-ring pine chronology. *Radiocarbon* 46, 3, 1203-1209.

Schaub M., Kaiser K.F., Kromer B. (2005): Lateglacial tree-ring chronologies – A high resolution archive of the past. In: Gärtner H., Esper J. & Schleser G. (Eds). *TRACE Tree Rings in Archaeology, Climatology, and Ecology. Proceedings of the DENDROSYMPOSIUM 2004*, Birmensdorf, Switzerland, Vol. 3. Schriften des Forschungszentrums Jülich Reihe Umwelt / Environment, 53, p. 96-101.

Additional papers

Schaub M. und Kaiser K. F. (2004): Die fossilen Föhren des Üetliberges – einzigartige Zeugen aus dem Spätglazial. *Geoforum* 20: 6-10.

Schaub M., Kromer B., Kaiser K.F. (2003): Fossil Pines from loamy slope sediments reflect Lateglacial climatic variations. In: Schleser G., Winiger M., Bräuning A., Gärtner H., Helle G., Jansma E., Neuwirth B. & Treydte K. (Eds). *TRACE Tree Rings in Archaeology, Climatology, and Ecology. Proceedings of the DENDROSYMPOSIUM 2002*, Bonn/Jülich, Vol. 1. Schriften des Forschungszentrums Jülich Reihe Umwelt / Environment, 33, p. 40-46.

Kaiser K. F., Schaub M. (2004): Fossile Föhren – präzisiertes Werkzeug der Paläoklimaforschung, Stand der Jahrringforschung an fossilen Bäumen und Vernetzung hochauflösender Archive. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 6: 233-237.

Conference abstracts

Schaub M., Kaiser K.F., Kromer B., Talamo S. (2005): Status of the Swiss Lateglacial tree-ring chronologies. In: Sarlatto M., Di Filippo A., Piovesan G., Romagnoli M. (Eds). Eurodendro 2005 – International Conference of Dendrochronology. Sette Città, Viterbo, p.35-36.

Schaub M., Kaiser K.F., Kromer B., Friedrich, M. (2004): Lateglacial tree-ring chronologies - A high resolution archive of the past. Abstracts TRACE Meeting 2004, p. 14.

Schaub M., Kaiser K. F., Kromer B. (2003): Records of Lateglacial pioneer forests on the Swiss plateau provide a high resolution archive (Abstract). In: "Shaping the earth - a Quaternary perspective". XVI INQUA Congress, Reno (USA), p.232.

Talamo S., Kromer B., Friedrich M., Remmele S., Kaiser K.F., Schaub M. (2004): Atmospheric radio-carbon fluctuations in the Late Glacial obtained from tree-ring chronologies - aspects of rapid climate change. American Geophysical Union, Fall Meeting 2004, abstract #U43A-0737.

Friedrich M., Remmele S., Kromer B., Kaiser K.F., Boeren I., Talamo S., Hurni J.P., Schaub M. (2004): State and prospects of the Holocene and Late Glacial German oak and pine dendrochronology with special respect on the dendrochronological dating of the Laacher See eruption (LSE). 7th International (North Atlantic) INTIMATE workshop (INQUA), 14-19 September, 2004, Bonn.

Kaiser K.F., Schaub M., Kromer B. & Friedrich M. (2003): Dendrochronologie im Spätglazial, Dansgaard-Oeschger Zyklen und Heinrich-Ereignisse. In: Schleser G., Winiger M., Bräuning A., Gärtner H., Helle G., Jansma E., Neuwirth B. & Treydte K. (Eds). TRACE Tree Rings in Archaeology, Climatology, and Ecology. Proceedings of the DENDROSYMPOSIUM 2002, Bonn/Jülich, Vol. 1. Schriften des Forschungszentrums Jülich Reihe Umwelt, Vol 33, p.24.

Kaiser K.F., Kromer B., Friedrich M., Schaub M. (2003): Late glacial tree-ring chronologies – status and perspective. In: "Shaping the earth - a Quaternary perspective". XVI INQUA Congress, Reno (USA), p.223.

Kromer B., Friedrich M., Kaiser K.F., Remmele S., Schaub M., Talamo S. (2003): Atmospheric ^{14}C fluctuations since 14 k cal BP derived from tree-ring chronologies - evidence of solar and oceanic variability in the Late Glacial and in the Holocene. EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6 - 11 April 2003, abstract #3666.

DANK

Mit der Fertigstellung dieser Dissertation endet ein ereignis- und arbeitsreicher Abschnitt meines Lebens. Es ist Zeit, Rückschau zu halten und den Menschen zu danken, die massgeblichen zum erfolgreichen Abschluss der Arbeit beigetragen haben.

Mein aufrichtiger Dank gebührt:

- Klaus Felix Kaiser (Geographisches Institut der Universität Zürich GIUZ und Eidg. Forschungsanstalt WSL), für die grosse Unterstützung, das Vertrauen und die Möglichkeit, eine Dissertation schreiben zu können. Er weckte mein Interesse an fossilen Hölzern und am wechselhaften klimatischen Geschehen des Spätglazials. Ausserdem hat er mich während der Disserationszeit stets ausserordentlich zuvorkommend und kompetent betreut.
- Wilfried Haeberli (GIUZ), für die Gesamtleitung dieser Promotion und die Korrektur der vorliegenden Arbeit.
- Bernd Kromer (Radiokarbonlabor, Institut für Umweltphysik, Heidelberg), für die grosse Unterstützung meiner Dissertation. Ohne die zahlreichen ^{14}C Analysen und die äusserst lehrreichen Diskussionen wäre diese Arbeit nicht zu realisieren gewesen. Ausserdem bedanke ich mich für die Teilnahme am Promotionskomitee, die gemeinsamen Publikationen und die Durchsicht verschiedener Texte.
- Sahra Talamo (Radiokarbonlabor, Institut für Umweltphysik, Heidelberg), für die umfangreichen Arbeiten beim Vorbehandeln und Auswerten der fossilen Holzproben im Zuge der ^{14}C Analysen. Für den stets netten Umgang und die gute Zusammenarbeit.
- Roland Wyss (Geologiebüro Dr. Heinrich Jäckli AG, resp. Dr. Roland Wyss GmbH), für die Mitteilung über die Holzfunde auf den Baustellen, verschiedene organisatorische Arbeiten im Umfeld meiner Dissertation, die Teilnahme am Promotionskomitee und die fachlich aufschlussreichen Diskussionen.
- Otto Schnelli (Tiefbauamt des Kantons Zürich), für sein grosses Interesse, seinen Einsatz zur Finanzierung und die angeregten Diskussionen.
- Der Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) in Birmensdorf, für die Nutzung der Infrastruktur und die finanzielle Unterstützung.
- Felix Kienast und Jan Esper für die Abwicklung der organisatorischen Belange an der WSL.
- Philippe Rentzel, Luca Abbühl und Christine Pümpin (IPNA, Universität Basel), für die geleistete Arbeit beim Präparieren der Sedimentproben und für die Auswertung und Diskussion der Dünnschliffe.
- Lucia Wick (IPNA, Universität Basel), für die aufwändigen pollenanalytischen Untersuchungen.
- Markus Leuenberger und Peter Nyfeler (Klima- und Umweltphysik, Universität Bern), für die Analyse der stabilen Isotope aus den Molluskengehäusen und die interessanten Diskussionen.

- Hans Turner (Rovio, TI), für wichtige Informationen im Zuge der Molluskenbestimmung und für die Kontrolle verschiedenster Proben.
- Hansjörg Lüthi (Aesch, ZH), für die Mithilfe während der Feldarbeit und sein wachsames Auge auf der Baustelle Landikon.
- Daniel Ilg (Firma AGIR AG), Marco Faes (Firma Henauer und Gugler AG) und der Firma Marti AG Bauunternehmungen, für die grosse Unterstützung auf den Baustellen Gänziloo respektive Landikon.
- Andi, Anne, Britta, Dani, David, Fritz, Holger, Ingo, Jan, Kerstin, Paolo, Pascale, Rolf, Ulf und Werner für die Unterstützung, die nützlichen Diskussionen, die gute Stimmung am Arbeitsplatz und die netten Pausen.
- Céline, für die vergangenen drei Jahre, die Wärme und das grosse Verständnis während der Promotionszeit, sowie Andrea, Martin, Mirjam, Omar, Patricia und Renato für wahre Freundschaft.
- Meinen Eltern, für das liebevolle Verständnis, die Geduld und die Finanzierung meiner Ausbildung. Ausserdem bedanke ich mich bei meinen Schwestern Monika und Beatrice die mich in vielerlei Hinsicht unterstützten.

Für die finanzielle und technische Unterstützung während der letzten 3½ Jahre bedanke ich mich herzlich beim Tiefbauamt des Kantons Zürich, Abteilung Nationalstrassen (Herrn Otto Schnelli). Für das Verfassen des Projektantrages und die Abwicklung möchte ich mich ausserdem bei der Dr. Heinrich Jäckli AG (Geologie, Geotechnik, Grundwasser), im Speziellen bei Herrn Dr. Roland Wyss und Frau Dr. Susanne Laws bedanken.

Allen Personen die zum Gelingen dieser Promotion beigetragen haben, jedoch nicht namentlich erwähnt wurden, möchte ich in aller Form meinen Dank aussprechen.

CURRICULUM VITAE

Name	SCHAUB
Vorname	MATTHIAS
Geburtsdatum	09. MÄRZ 1976
Heimatorte	KILLWANGEN (AG) & WITTINSBURG (BL)

Ausbildung

1983 – 1988	Primarschule in Killwangen (AG)
1988 – 1991	Sekundarschule in Spreitenbach (AG)
1991 – 1993	Bezirksschule Spreitenbach (AG)
1993 – 1997	Matura Typus E, Kantonsschule Baden (AG)
1997 – 2003	Diplom in Geographie, Universität Zürich <ul style="list-style-type: none">- Kleine Nebenfächer: Mathematik, Geologie- Mittleres Nebenfach: Geobotanik- Grosses Nebenfach: Forstwissenschaften Diplomarbeitsthema: Fossile Föhren der Uto - Autobahnbaustellen als Zeugen spätglazialer Klimaschwankungen.
2003 - 2006	Promotion an der Universität Zürich und der Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) in Birmensdorf unter der Leitung von PD Dr. K.F. Kaiser und Prof. Dr. W. Haeberli

ANHANG

ANHANG A

Holzproben Gänziloo

Fundort	Proben- nummer	Fundstelle (Pfahl)	Fundhöhe [m ü. M.]
Gänziloo	G 01	1101 / 1023	444.90
Gänziloo	G 02	1102 / 1023	445.00
Gänziloo	G 03	1105 / 1023	444.80
Gänziloo	G 04	1106 / 1023	444.80
Gänziloo	G 05	1107 / 1022	444.40
Gänziloo	G 06	1104 / 1023.5	444.80
Gänziloo	G 07	1106 / 1024	444.70
Gänziloo	G 08	1106 / 1024	444.60
Gänziloo	G 09	1103 / 1025	445.00
Gänziloo	G 10	1103 / 1024	445.00
Gänziloo	G 11	1104 / 1024	444.90
Gänziloo	G 12	1104 / 1026	445.00
Gänziloo	G 13	1109 / 1021	446.10
Gänziloo	G 14	1110.5 / 1005.5	449.60
Gänziloo	G 15	1105 / 1009.5	446.10
Gänziloo	G 16	1114 / 1007	450.10
Gänziloo	G 17	1114 / 1005.5	450.00
Gänziloo	G 18	1114 / 1005	450.20
Gänziloo	G 19	1110 / 1000	451.20
Gänziloo	G 20	unklar	445.10
Gänziloo	G 21	unklar	444.90
Gänziloo	G 22	unklar	447.00
Gänziloo	G 23	1110 / 1015	446.30
Gänziloo	G 24	1119 / 1014	445.20
Gänziloo	G 25	1123 / 1016	445.40
Gänziloo	G 26	1121 / 1015	445.50
Gänziloo	G 27	1114 / 1013	445.30
Gänziloo	G 28	1106 / 1013.5	443.60
Gänziloo	G 29	1112 / 1008	445.60
Gänziloo	G 30	1115 / 1008.5	445.80
Gänziloo	G 31	1114 / 1009	445.30
Gänziloo	G 32	1113 / 1009	445.20
Gänziloo	G 33	1113 / 1009.5	446.10
Gänziloo	G 34	1111 / 1010	445.90
Gänziloo	G 35	1123 / 1017	445.20
Gänziloo	G 36	1122 / 1016	445.40
Gänziloo	G 37	1114 / 1008	446.30
Gänziloo	G 38	1110 / 1015	445.40

Fundort	Proben-Nr.	Fundstelle (Pfahl)	Fundhöhe [m ü. M.]
Gänziloo	G 39	1115 / 1006	445.20
Gänziloo	G 40	1109 / 1012.5	444.60
Gänziloo	G 41	1116 / 1015	444.30
Gänziloo	G 42	1116 / 1023	443.20
Gänziloo	G 43	1122 / 1027	442.80
Gänziloo	G 44	1125 / 1023	444.00
Gänziloo	G 45	1125 / 1021	442.50
Gänziloo	G 46	1116 / 1008	443.20
Gänziloo	G 47	1118 / 1008	443.20
Gänziloo	G 48	1121 / 1015	442.80
Gänziloo	G 49	1117 / 1021	442.90
Gänziloo	G 50	1114 / 1016	443.10
Gänziloo	G 51	1112 / 1011.5	444.10
Gänziloo	G 52	1123 / 1013.5	443.80
Gänziloo	G 53	1115 / 1017.5	444.40
Gänziloo	G 54	1111 / 1029	442.30
Gänziloo	G 55	1111 / 1016	444.60
Gänziloo	G 56	1122 / 1029	442.00
Gänziloo	G 57	1112 / 1015	443.10
Gänziloo	G 58	1126 / 1010	444.00
Gänziloo	G 59	1130 / 1010	444.80
Gänziloo	G 60	1130 / 1008	444.40
Gänziloo	G 61	1130 / 1008	444.50
Gänziloo	G 62	1130 / 1017	443.20
Gänziloo	G 63	1129 / 1017	443.10
Gänziloo	G 64	1105 / 1010	444.50
Gänziloo	G 65	1124 / 1000	446.50
Gänziloo	G 66	1123 / 1000	446.50
Gänziloo	G 67	1104 / 1002	447.50
Gänziloo	G 68	1114 / 1009	446.40
Gänziloo	G 69	1115 / 1005	446.50
Gänziloo	G 70	1114 / 1005	446.60
Gänziloo	G 71	1116 / 1002	447.10
Gänziloo	G 72	1103 / 1012	443.00
Gänziloo	G 73	1111 / 1003	447.10
Gänziloo	G 74	1123 / 1005.5	445.70
Gänziloo	G 75	unklar	~444.00
Gänziloo	G 76	unklar	~444.00
Gänziloo	G 77	unklar	unklar
Gänziloo	G 78	unklar	unklar
Gänziloo	G 101	unklar	unklar
Gänziloo	G 102	unklar	unklar
Gänziloo	G 103	unklar	unklar

Holzproben Landikon

Fundort	Proben- nummer	Fundstelle (Pfahl)	Fundhöhe [m ü. M.]
Landikon	F 01	44 / 21	506.50
Landikon	F 02	45 / 29	508.00
Landikon	F 03	59 / 32	504.00
Landikon	F 04	52 / 35	505.00
Landikon	F 04L	unklar	unklar
Landikon	F 05	55 / 34	501.70
Landikon	F 06	43 / 39	501.70
Landikon	F 07	43 / 39	501.70
Landikon	F 08	unklar	unklar Niveau 501.70
Landikon	F 09	unklar	unklar Niveau 501.70
Landikon	F 10	unklar	unklar Niveau 501.70
Landikon	F 11	79 / 56	499.70
Landikon	F 12	79 / 56	499.70
Landikon	F 13	61 / 73	501.70
Landikon	F 14	79 / 68	500.40
Landikon	F 15	80 / 67	499.20
Landikon	F 16	79 / 67	498.80
Landikon	F 17	56 / 37	500.80
Landikon	F 18	79 / 67	499.50
Landikon	F 19	80 / 68	498.40
Landikon	F 20	81 / 67	500.10
Landikon	F 21	79 / 68	499.20
Landikon	F 22	58 / 75	501.30
Landikon	F 23	58 / 75	501.30
Landikon	F 24	72 / 61	501.00
Landikon	F 25	47 / 36	502.40
Landikon	F 26	48 / 36	501.20
Landikon	F 27	50 / 38	501.90
Landikon	F 28	45 / 73	501.20
Landikon	F 29	38 / 48	500.70
Landikon	F 30	31 / 42	499.30
Landikon	F 31	31 / 42	499.30
Landikon	F 32	32 / 42	499.30
Landikon	F 33	32 / 42	499.30
Landikon	F 34	25 / 42	498.10
Landikon	F 35	50 / 37	500.30
Landikon	F 36	53 / 37	499.60
Landikon	F 37	26 / 42	498.10
Landikon	F 38	80 / 62	498.10
Landikon	F 39	32 / 43R	497.50

Fundort	Proben- nummer	Fundstelle (Pfahl)	Fundhöhe [m ü. M.]
Landikon	F 40	30 / 43	497.50
Landikon	F 41	31 / 44	497.50
Landikon	F 42	33 / 46	497.40
Landikon	F 43	63 / 77	497.70
Landikon	F 44	78 / 64	496.50
Landikon	F 45	43 / 32	499.30
Landikon	F 46	22 / 47	497.80
Landikon	F 47	42 / 40	497.00
Landikon	F 48	113	504.90
Landikon	F 49	81 / 67	499.10
Landikon	F 50	24 / 48	496.40
Landikon	F 51	35 / 46	496.20
Landikon	F 52	20 / 51	498.10
Landikon	F 53	79 / 60	497.00
Landikon	F 54	34 / 46	496.20
Landikon	F 55	33 / 42	496.30
Landikon	F 56	28 / 46	495.40
Landikon	F 57	35 / 44	495.70
Landikon	F 58	35 / 43	495.60
Landikon	F 59	63 / 100	496.50
Landikon	F 60	63 / 100	496.50
Landikon	F 61	unklar	unklar
Landikon	F 62	unklar	unklar
Landikon	F 63	unklar	unklar
Landikon	F 64	01 / 44	~499.8
Landikon	F 65	20 / 42	~499.8
Landikon	F 66	22 / 43	~499.8
Landikon	F 67	unklar	unklar
Landikon	F 68	unklar	unklar

¹⁴C Daten (Labor Heidelberg, Deutschland; Konventionelle Messung)

Standort	Proben-Nr.	Jahrringzone	¹⁴C Alter	±
Gänziloo	G 01	JR 65 - 74	10'921	21
Gänziloo	G 03	JR 118 - 143 ^a	10'612	20
Gänziloo	G 05	JR 41 - 54	10'955	23
Gänziloo	G 05	JR 55 - 66	10'951	21
Gänziloo	G 05	JR 67 - 79	10'979	20
Gänziloo	G 05	JR 101 - 110	10'937	22
Gänziloo	G 05	JR 111 - 115	10'912	26
Gänziloo	G 05	JR 116 - 120	10'853	22
Gänziloo	G 05	JR 121 - 125	10'807	20
Gänziloo	G 05	JR 126 - 130	10'806	26
Gänziloo	G 05	JR 131 - 135	10'829	21
Gänziloo	G 05	JR 136 - 140	10'745	20
Gänziloo	G 05	JR 141 - 145	10'736	20
Gänziloo	G 05	JR 156 - 160	10'746	29
Gänziloo	G 05	JR 166 - 170	10'696	22
Gänziloo	G 05	JR 171 - 175	10'676	27
Gänziloo	G 05	JR 181 - 195	10'686	20
Gänziloo	G 05	JR 196 - 215	10'606	22
Gänziloo	G 05	JR 235 - 245	10'683	25
Gänziloo	G 08	JR 21 - 30	10'745	29
Gänziloo	G 08	JR 31 - 40	10'714	23
Gänziloo	G 08	JR 41 - 50	10'711	30
Gänziloo	G 08	JR 51 - 60	10'680	31
Gänziloo	G 12	JR 99 - 102 ^a	10'561	20
Gänziloo	G 12	JR 38 - 48	10'649	23
Gänziloo	G 13	JR 31 - 40	10'654	26
Gänziloo	G 13	JR 49 - 59	10'675	24
Gänziloo	G 13	JR 61 - 70	10'667	28
Gänziloo	G 13	JR 81 - 90	10'645	28
Gänziloo	G 13	JR 91 - 100	10'612	25
Gänziloo	G 13	JR 87 - 140 ^a	10'595	27
Gänziloo	G 14	JR 70 - 107 ^a	9720	21
Gänziloo	G 19	JR 93 - 135 ^a	9723	20
Gänziloo	G 21	JR 108 - 133 ^a	10'963	30
Gänziloo	G 22	JR 44 - 53	10'426	26
Gänziloo	G 22	JR 144 - 153	10'480	25
Gänziloo	G 22	JR 157 - 191 ^a	10'363	43
Gänziloo	G 23	JR 18 - 27	10'623	31
Gänziloo	G 23	JR 78 - 87	10'435	27
Gänziloo	G 23	JR 87 - 133 ^a	10'338	20
Gänziloo	G 27	JR 48 - 57	10'649	30

^a Entspricht der Waldkante

Standort	Proben-Nr.	Jahrringzone	¹⁴ C Alter	±
Gänziloo	G 27	JR 59 - 68	10'579	33
Gänziloo	G 27	JR 148 - 167 ^a	10'449	29
Gänziloo	G 28	JR 393 - 437 ^a	11'053	19
Gänziloo	G 28	JR 427 - 437 ^a	10'982	22
Gänziloo	G 28	JR 72 - 81	11'367	28
Gänziloo	G 28	JR 82 - 91	11'416	24
Gänziloo	G 28	JR 92 - 101	11'281	28
Gänziloo	G 28	JR 102 - 111	11'387	22
Gänziloo	G 33	JR 303 - 329	10'054	24
Gänziloo	G 34	JR 193 - 202	10'433	25
Gänziloo	G 35	JR 275 - 321 ^a	10'973	20
Gänziloo	G 36	JR 372 - 404 ^a	10'970	24
Gänziloo	G 40	JR 309 - 369 ^a	11'041	23
Gänziloo	G 41	JR 143 - 181 ^a	11'158	30
Gänziloo	G 42	JR 82 - 90 ^a	11'217	27
Gänziloo	G 44	JR 138 - 198 ^a	10'947	27
Gänziloo	G 45	JR 293 - 325 ^a	11'485	20
Gänziloo	G 47	JR 157 - 203 ^a	11'144	38
Gänziloo	G 51	JR 212 - 243 ^a	11'521	21
Gänziloo	G 52	JR 29 - 39	11'325	26
Gänziloo	G 52	JR 215 - 234 ^a	11'237	26
Gänziloo	G 54	JR 39 - 56	11'372	24
Gänziloo	G 54	JR 316 - 355 ^a	11'283	22
Gänziloo	G 55	JR 331 - 350	11'249	24
Gänziloo	G 55	JR 311 - 358 ^a	10'945	24
Gänziloo	G 60	JR 192 - 252 ^a	10'983	20
Gänziloo	G 63	JR 231 - 241 ^a	10'954	22
Gänziloo	G 65	JR 231 - 277	11'312	27
Gänziloo	G 68	JR 30 - 39	11'768	23
Gänziloo	G 70	JR 341 - 361	11'409	23
Gänziloo	G 71	JR 38 - 65	11'304	17
Gänziloo	G 71	JR 66 - 77	11'263	21
Gänziloo	G 71	JR 78 - 90	11'279	22
Gänziloo	G 71	JR 91 - 100	11'258	16
Gänziloo	G 71	JR 111 - 119	11'153	16
Gänziloo	G 71	JR 120 - 130	11'152	22
Gänziloo	G 71	JR 144 - 150	11'107	21
Gänziloo	G 71	JR 161 - 170	11'141	18
Gänziloo	G 71	JR 181 - 190	11'100	23
Gänziloo	G 71	JR 281 - 290	11'073	22
Gänziloo	G 71	JR 291 - 300	11'041	22
Gänziloo	G 71	JR 301 - 309	11'016	21

^a Entspricht der Waldkante

Standort	Proben-Nr.	Jahrringzone	¹⁴ C Alter	±
Gänziloo	G 71	JR 310 - 319	11'043	19
Gänziloo	G 71	JR 320 - 329	11'050	22
Gänziloo	G 71	JR 370 - 379	11'023	23
Gänziloo	G 71	JR 390 - 399	10'893	23
Gänziloo	G 71	JR 400 - 409	10'894	28
Gänziloo	G 71	JR 410 - 419	10'937	30
Gänziloo	G 71	JR 420 - 429	10'992	26
Gänziloo	G 71	JR 430 - 439	9792	38
Gänziloo	G 71	JR 381 - 437	10'985	20
Gänziloo	G 74	JR 50 - 65	11'728	30
Gänziloo	G 75	JR 62 - 69	11'342	17
Gänziloo	G 76	JR 350 - 367	10'997	22
Gänziloo	G 101	JR 199 - 208 ^a	10'888	32
Gänziloo	G102	JR 95 - 104	10'518	26
Landikon	F 01	JR 265 - 351 ^a	10'013	30
Landikon	F 02	JR 315 - 351 ^a	10'051	29
Landikon	F 04	JR 14 - 23	10'513	30
Landikon	F 04	JR 114 - 123	10'546	31
Landikon	F 04	JR 124 - 133	10'409	41
Landikon	F 04	JR 174 - 233 ^a	10'435	25
Landikon	F 04L	JR 131 - 171 ^a	11'484	27
Landikon	F 05	JR 232 - 256 ^a	11'045	27
Landikon	F 12	JR 22 - 35 ^a	11'630	22
Landikon	F 14	JR 132 - 141	11'611	23
Landikon	F 14	JR 172 - 181	11'557	30
Landikon	F 14	JR 212 - 221	11'409	29
Landikon	F 14	JR 32 - 41	11'696	31
Landikon	F 14	JR 62 - 71	11'567	29
Landikon	F 14	JR 92 - 101	11'601	28
Landikon	F 19	JR 41 - 50	11'818	28
Landikon	F 19	JR 51 - 60	11'918	32
Landikon	F 19	JR 61 - 70	11'844	29
Landikon	F 19	JR 71 - 80	11'812	30
Landikon	F 19	JR 81 - 90	11'735	24
Landikon	F 19	JR 243 - 298 ^a	11'589	36
Landikon	F 25	JR 154 - 167 ^a	11'052	23
Landikon	F 26	JR 92 - 101	11'516	21
Landikon	F 35	JR 130 - 157 ^a	11'083	36
Landikon	F 36	JR 105 - 133 ^a	11'835	48
Landikon	F 37	JR 190 - 261 ^a	11'868	38
Landikon	F 44	JR 68 - 77	11'964	30

^a Entspricht der Waldkante

Standort	Proben-Nr.	Jahrringzone	¹⁴ C Alter	±
Landikon	F 44	JR 78 - 87	11'877	28
Landikon	F 44	JR 98 - 107	11'910	24
Landikon	F 44	JR 235 - 278 ^a	11'769	28
Landikon	F 46	JR 22 - 39 ^a	11'252	25
Landikon	F 49	JR 234 - 243	11'520	24
Landikon	F 49	JR 244 - 253	11'404	27
Landikon	F 50	JR 249 - 298 ^a	11'809	20
Landikon	F 56	JR 114 - 148 ^a	11'498	35
Landikon	F 59	JR 22 - 24	12'076	23
Landikon	F 59	JR 77 - 86	12'154	30
Landikon	F 59	JR 97 - 105	12'151	36
Landikon	F 59	JR 173 - 184	11'980	24
Landikon	F 62	JR 64 - 73	10'411	25
Landikon	F 62	JR 98 - 107	10'321	21
Landikon	F 62	JR 244 - 253	10'414	25
Landikon	F 65	JR 191 - 200	11'475	21

¹⁴C Daten (Radiokarbonlabor Lund, Schweden; AMS (Beschleuniger) Messung)

Standort	Probennummer	Jahrringzone	¹⁴ C Alter	±
Gänziloo	G 24	JR 67 - 71	10'335	49
Gänziloo	G 25	JR 146 - 150	10'695	46
Gänziloo	G 26	JR 90 - 94	10'408	49
Gänziloo	G 29	JR 81 - 85	10'164	45
Gänziloo	G 38	JR 110 - 114 ^a	9937	56
Gänziloo	G 58	JR 10 - 13	11'708	54
Landikon	F 13	JR 103 - 107	11'566	49

^a Entspricht der Waldkante

ANHANG B

Teil 1

Makroskopisch definierte Sedimentabfolge:

(Von oben nach unten)

Sediment- probe	Schich- ten	Im Feld def. Schichten	Beobachtungen
H	56	2 (30-50 cm)	- homogener Feinsilt mit etwas Kies im oberen Teil und schwach ausgeprägtem Plattengefüge - ab 42 cm vereinzelte Kieskomponenten → Fein – Mittelkies - HCl: ++
	55	1 (0 - 30 cm)	- homogener Feinsilt - HCl: ++
G	54	7 (40 - 50 cm)	- leicht toniger Silt, im unteren Teil etwas heterogen mit gelben Zonen - Verwitterung? - HCl: +
	53	6 (29 - 40 cm)	- fein und mittelkiesiger Silt mit verwitterten Sandstein - HCl: ++
	52	5 (27 - 29 cm)	- linsig geschichteter Silt und Feinsilt - HCl: ++
	51	4 (24 - 27 cm)	- Feinkiesiger Silt - HCl: ++
	50	3 (20 - 24 cm)	- Feinsilt, leicht tonig mit braunen? organischen Zonen - HCl: ++
	49	2 (9 - 20 cm)	- schwach toniger Silt mit vereinzelt Fein- und Grobkies - HCl: ++
	48	1 (0 - 9 cm)	- siltiger Feinsand, horizontal geschichtet, homogen - HCl: ++
F	47	4 (36 - 50 cm)	- Ähnlich wie Schicht 3 (46) jedoch etwas heller, siltiger und mit hellen siltigen Flecken im oberen Teil - HCl: +
	46	3 (29 - 36 cm)	- hellbrauner schwach toniger Feinsilt, zu horizontalen Trockenrissen neigend, mit dunkelbraunen Ausfällungen, ziemlich homogen - organisch? - HCl: ++
	45	2 (8 - 29 cm)	- schräg geschichteter Fein und Mittelkies mit siltiger Matrix - Komponenten sind eingeregelt - HCl: ++
	44	1 (-2 - 8 cm)	- Feinsand mit siltigen Linsen - HCL: ++

E	43	13 (45 - 50 cm)	- horizontal geschichteter Feinsilt - HCl: ++
	42	12 (41 - 45 cm)	- Feinsand → im oberen Teil horizontal geschichtet, gegen oben feinkiesig werdend - HCl: ++
	41	11 (39 - 41 cm)	- gelbes Feinsiltiges Band, schwach tonig - HCl: ++
	40	10 (33 - 39 cm)	- horizontal geschichteter mit zum Teil siltigen Abschnitten - HCl: ++
	39	9 (27 - 33 cm)	- Feinsilt, homogen mit vereinzelt feinsandigen Linsen - ?: organisch? - HCl: ++
	38	8 (22 - 27 cm)	- horizontal geschichteter glimmerhaltiger Feinsilt. Siltig/tonig, diffus verteilte braune Zonen - organisch? - HCl: ++
	37	7 (21 - 22 cm)	- feine Sandbank - HCl: ++
	36	6 (12 - 21 cm)	- „Finning upward cycle“ - wie Schicht 4 (34), an der Basis feinsandig → erosiv, wellenartig gegen oben feiner werdend, siltig - HCl: ++
	35	5 (9 - 12 cm)	- homogener Silt mit braunen Flecken - organisch? - HCl: ++
	34	4 (5 - 9 cm)	- „Finning upward cycle“ - an der Basis feinsandig, schräg geschichtet gegen oben feiner werdend siltig - HCl: ++
	33	3 (2 - 5 cm)	- gelber toniger Feinsilt - HCl: ++
	32	2 (0 - 2 cm)	- siltig bis feinsandig, graubraun - HCl: ++
	31	1 (-4 - 0 cm)	- horizontal geschichteter Feinsilt, tonig - HCl: ++
D	30	8 (34 - 50 cm)	- homogener, Silt (beige) mit braunen Flecken - organisch?; Verwitterung? - HCl: +
	29	7 (29 - 34 cm)	- braunes Band - organisch? - HCl: ++

D	28	6 (27 - 29 cm)	- schwach toniger Feinsilt, oben gelb-orange / braun oxidiert - HCl: ++
	27	5 (26 - 27 cm)	- 1cm dicke Schicht - brauner organischer Horizont? Mit fein siltiger Matrix - HCl: ++
	26	4 (17 - 26 cm)	- Feinsande mit scharfer erosiver Untergrenze, gegen oben in gelben Silt übergehend - HCl: ++
	25	3 (6 - 17 cm)	- „Finning upward cycle“ - an der Basis siltige Feinsande gegen oben in gelbe Tone übergehend - HCl: ++
	24	2 (5 - 6 cm)	- feinsandige Silte mit einem braunen Band am OK (1cm mächtig) - Boden oder kurzer Hiatus - HCl: ++
	23	1 (0 - 5 cm)	- grauer Feinsand mit Silt, zum Teil oxydiert - HCl: ++
C	22	3 (30 - 50 cm)	- laminierte Silte und Feinsande, schräg geschichtet - mit organischen Resten? - HCl: ++
	21	2 (23 - 30 cm)	- schräg geschichteter fein- mittel Sand mit siltigen Linsen - HCl: ++
	20	1 (0 - 23 cm)	- Feinsilt, glimmerhaltig mit wenigen Sandlinsen (bei 6cm) - HCl: ++
B	19	9 (44 - 50 cm)	- Feinsilt - HCl: ++
	18	8 (37 - 44 cm)	- toniger Feinsand - HCl: ++
	17	7 (33 - 37 cm)	- Feinsilt, leicht sandig - HCl: ++
	16	6 (32 - 33 cm)	- Feinkies - HCl: ++
	15	5 (28 - 32 cm)	- siltiger Feinsand - HCl: ++
	14	4 (20 - 28 cm)	- Feinsilt mit ev. Organischen Resten → lehmig - HCl: ++
	13	3 (11 - 20 cm)	- horizontal geschichteter Feinsand - HCl: ++

B	12	2 (5 - 11 cm)	- Feinsand horizontal geschichtet - HCl: ++
	11	1 (0 - 5 cm)	- Feinsilt (ev. Fortsetzung von A1 Schicht 7) - HCl: ++
A	10	7 (39 - 50 cm)	- heterogener Feinsilt, marmoriert, grau-hellgrün - (sieht nach Beckenablagerung / ehemals stehendes Wasser aus?) - HCl: ++
	9	6 (29 - 39 cm)	- schwach toniger Lehm, grünlich, kompakt, ungeschichtet - HCl: ++
	8	5 (19 - 29 cm)	- Feinsilt mit weissen Konkretionen - HCl: ++
	7	4 (18 - 19 cm)	- orange oxydierter Feinsilt - HCl: ++
	6	3 (16 - 18 cm)	- dunkel brauner, toniger Silt; organisch/Boden? - HCl: ++
	5	2 (10 - 16 cm)	- wie Schicht 4, jedoch weniger Kies - HCl: ++
	4	1 (0 - 10 cm)	- mittel Kies mit siltiger Matrix, ungeschichtet - HCl: ++
XYZ	I	1 (0 - 75 cm)	-Groblage, wahrscheinlich Murgang
W	3	3 (41 - 50 cm)	- fein sandiger Silt mit Konkretionen - HCl: ++
	2	2 (24 - 41 cm)	- feiner Silt, ziemlich homogen, bricht plattig - HCl: ++
	1	1 (0 - 24 cm)	- schwach toniger Feinsand mit tonigen Abschnitten - HCl: ++
V	100	6 (35 - 38 cm)	- sandiger fein – Mittellkies - HCl: ++
	99	5 (29 - 35 cm)	- sandiger Lehm - HCl: ++
	98	4 (22 - 29 cm)	- sandiger Feinkies - HCl: ++
	97	3 (15 - 22 cm)	- schluffiger Lehm, marmoriert - HCl: ++
	96	2 (8 - 15 cm)	- sandiger Feinkies - HCl: ++

V	95	1 (0 - 8 cm)	- sandiger Lehm - HCl: ++
U	94	8 (43 - 50 cm)	- siltiger Feinsand - HCl: ++
	93	7 (38 - 43 cm)	- sandiger Feinsilt mit etwas Feinkies - HCl: ++
	92	6 (35 - 38 cm)	- sandiger Feinsilt - HCl: ++
	91	5 (29 - 35 cm)	- Feinkies mit siltiger Matrix - HCl: ++
	90	4 (22 - 29 cm)	- toniger Feinsilt - HCl: ++
	89	3 (15 - 22 cm)	- grober Feinsand - HCl: ++
	88	2 (8 - 15 cm)	- siltiger Feinsand - HCl: ++
	87	1 (0 - 8 cm)	- Feinsand - HCl: ++
T	86	4 (31 - 50 cm)	- sandiger Silt mit tonigen Linsen, horizontal geschichtet - HCl: ++
	85	3 (16 - 31 cm)	- mittel Kies mit siltiger Matrix, ungeschichtet - HCl: ++
	84	2 (8 - 16 cm)	- siltiger Feinsand - HCl: ++
	83	1 (0 - 8 cm)	- Feinsand - HCl: ++
S	82	7 (44 - 50 cm)	- Feinsand - HCl: ++
	81	6 (27 - 44 cm)	- sandiger Feinsilt, braun gefleckt - HCl: ++
	80	5 (23 - 27 cm)	- Feinsand - HCl: ++
	79	4 (19 - 23 cm)	- sandiger Ton - HCl: ++
	78	3 (12 - 19 cm)	- horizontale Feinsandlayers mit Feinkiespartien in siltiger Matrix - HCl: ++

S	77	2 (3 - 12 cm)	- feinsandiger Silt - HCl: ++
	76	1 (0 - 3 cm)	- siltiger Feinsand - HCl: ++
R	75	8 (45 - 50 cm)	- Feinkies mit sandiger Matrix - HCl: ++
	74	7 (41 - 45 cm)	- sandiger Silt - HCl: ++
	73	6 (37 - 41 cm)	- Feinsand - HCl: ++
	72	5 (32 - 37 cm)	- Silt - HCl: ++
	71	4 (22 - 31 cm)	- siltiger Feinsand - HCl: ++
	70	3 (14 - 22 cm)	- mittel – Kies mit sandiger Matrix - HCl: ++
	69	2 (6 - 14 cm)	- sandiger Silt - HCl: ++
	68	1 (0 - 6 cm)	- Feinsand - HCl: ++

Teil 2

Mikromorphologische Sedimentuntersuchungen

Legende:

Geologie:



Kies



Feinkies



siltiger Kies mit Sand



Feinsand



Silt



Silt mit Sand



toniger Silt mit Sand

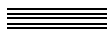


toniger Silt

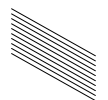


Ton

Primäre Strukturen:



Horizontal geschichtet



Schräg geschichtet



Sandlinsen



Siltlinsen

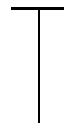
Pedologie:



beginnende Bodenbildung



Cv-Horizont



ausgeprägter Cv-Horizont



Hydromorphie



Illuviationen



starke Illuviationen



Kanal- und Kammergefüge (Bioturbation)



Schalen



Wurzelgänge



Frost



Slumps

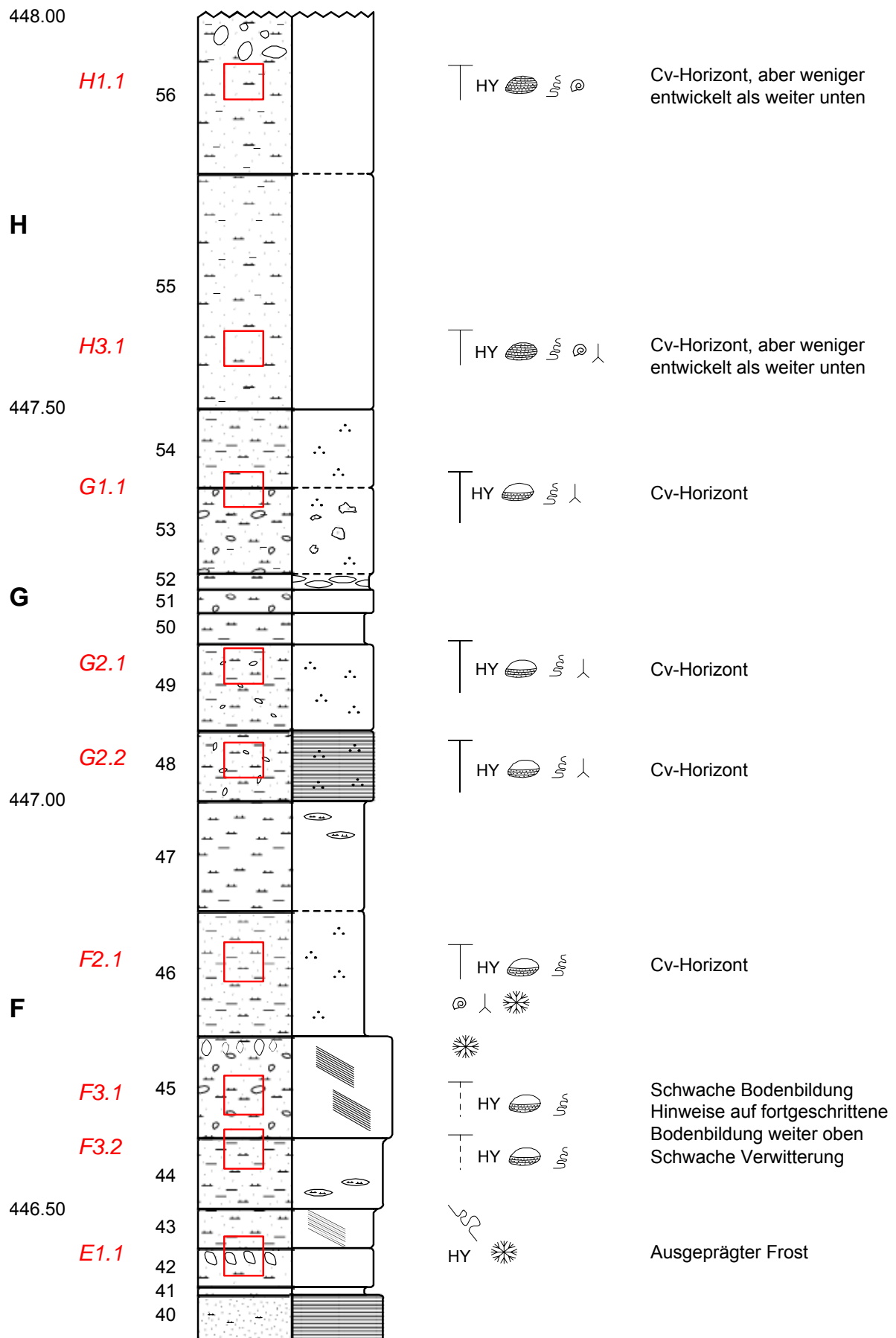


Deformation

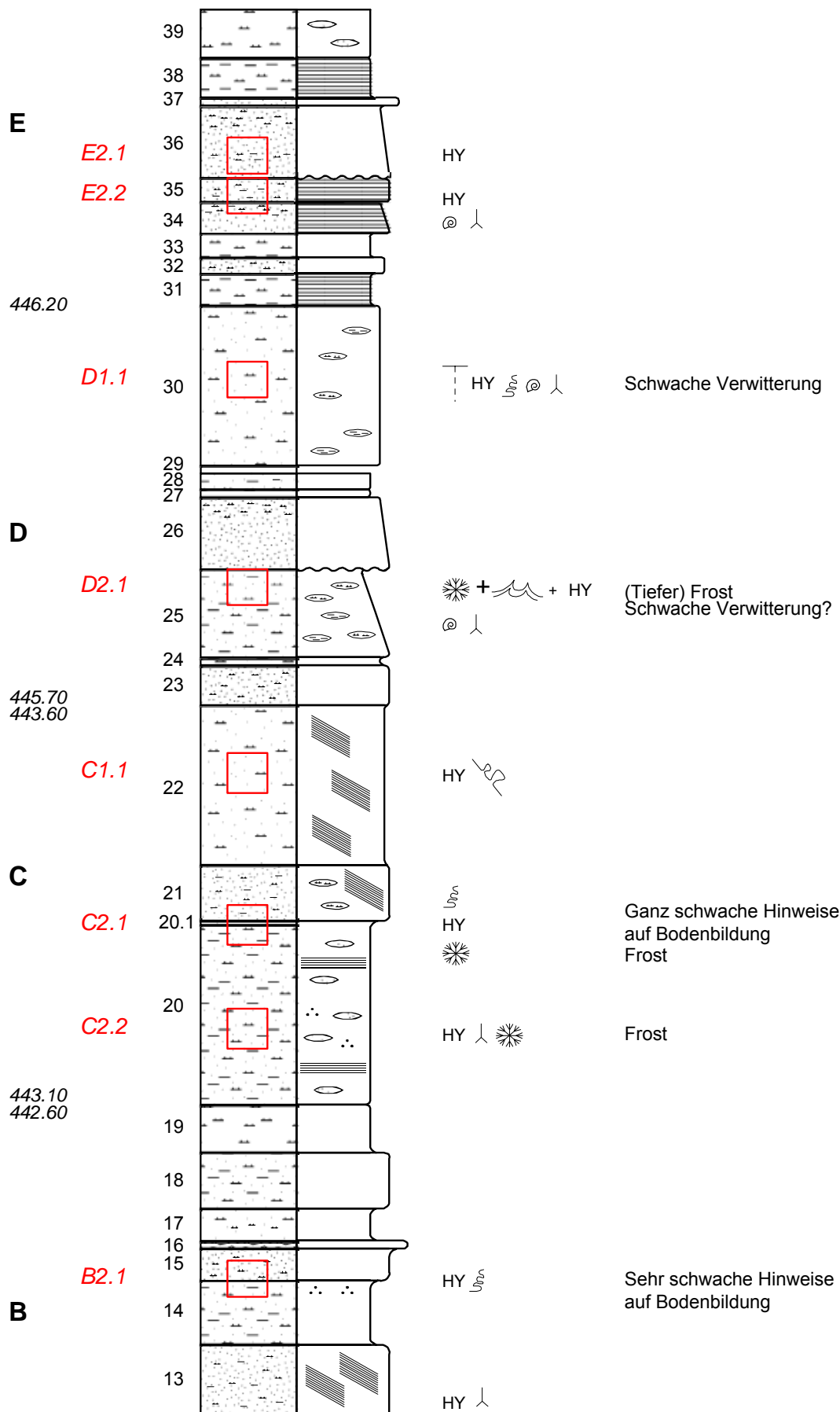


organisches Material

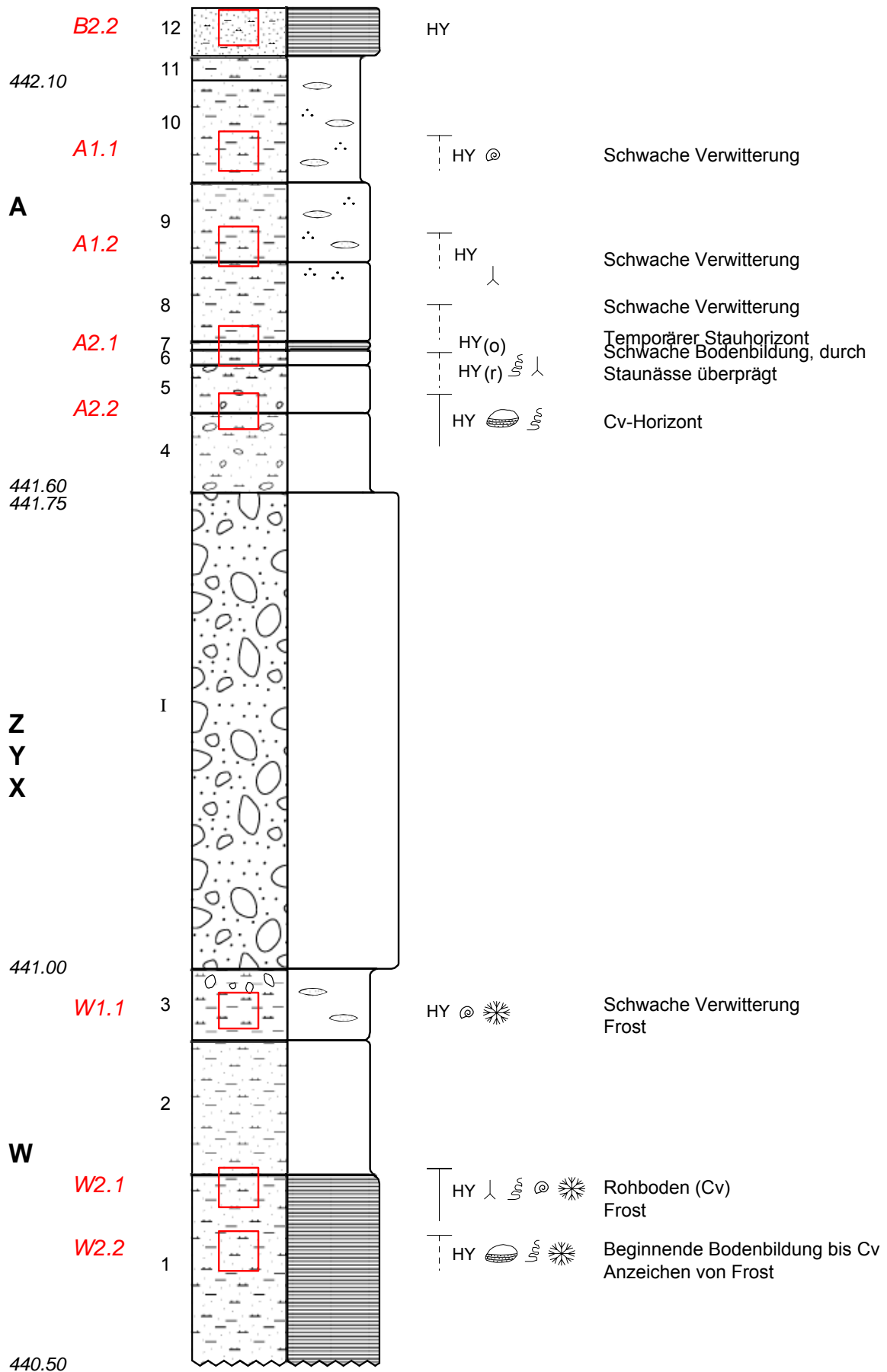
Sedimentprofil Gänziloo (1/3; von oben nach unten):



Fortsetzung Bodenprofil Gänziloo (2/3)



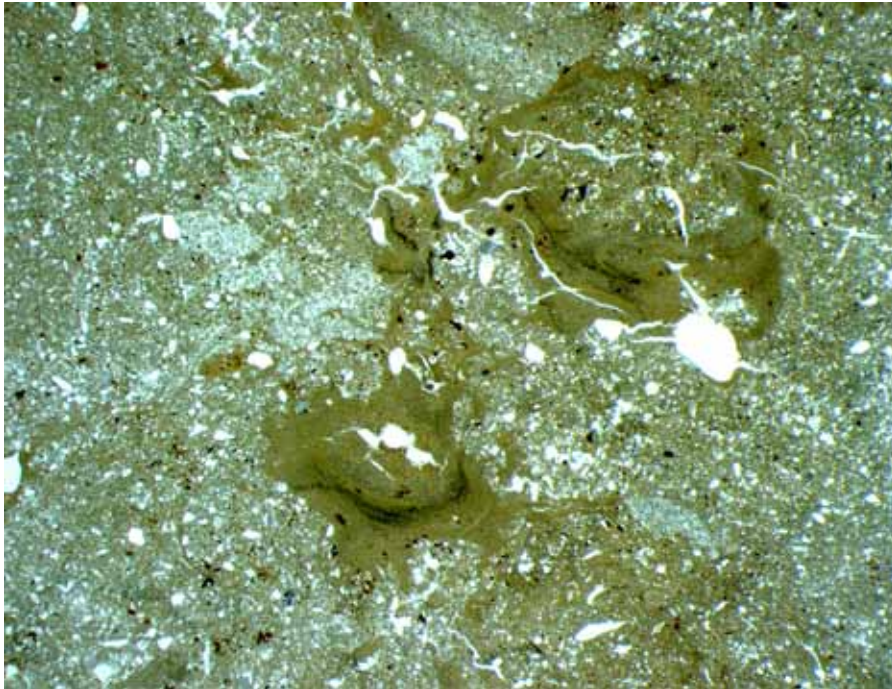
Fortsetzung Bodenprofil Gänziolo (3/3)



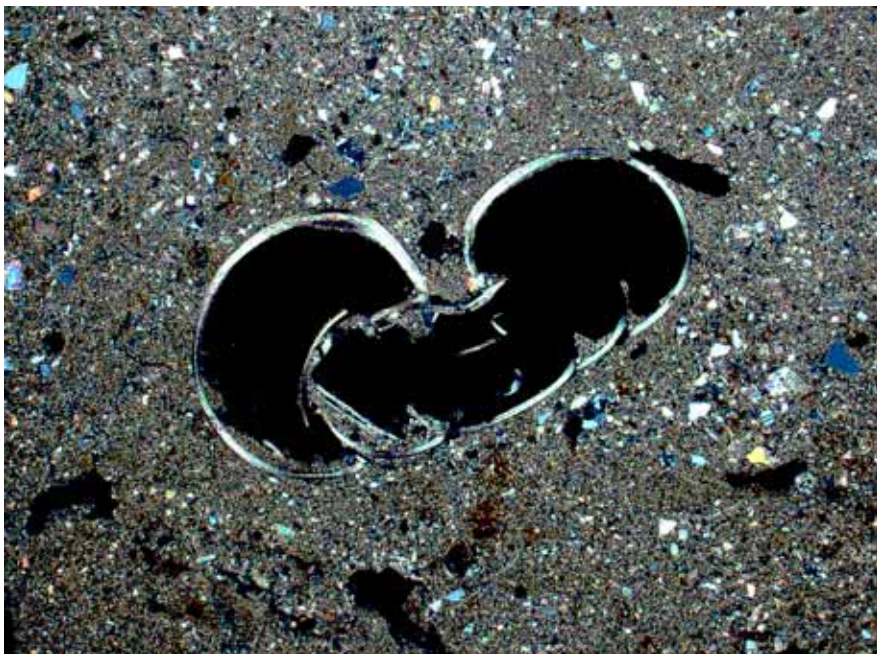
Teil 3**Dünnschliffe**

Von oben nach unten (*Schichtbezeichnung siehe schematisches Profil*)

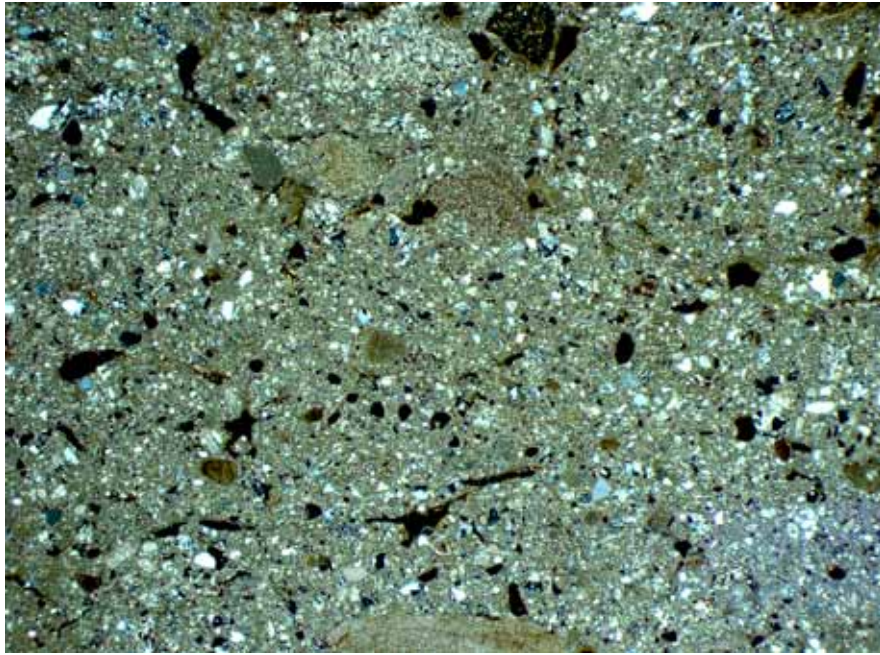
<u>Sedimentprobe</u> (von–bis in jeweiliger Sedimentprobe)	<u>Anschliff</u> (von–bis in jeweiliger Sedimentprobe)	<u>Dünnschliff</u> (von–bis in jeweiliger Sedimentprobe)
H (447.50-448.00)	H1 (32-50 cm)	H 1.1 (39.5-44.0 cm)
	H2 (20-31 cm)	--
	H3 (0-19 cm)	H 3.1 (39.5-44.0 cm)
G (447.00-447.50)	G1 (30-45 cm)	G 1.1 (37.5-42.0 cm)
	G2 (0-28 cm)	G 2.1 (15.0-19.5 cm)
		G 2.2 (1.0-5.5 cm)
F (446.50-447.00)	F1 (35-50 cm)	--
	F2 (22-37 cm)	F 2.1 (29.0-34.0 cm)
	F3 (0-21 cm)	F 3.1 (10.0-15.0 cm)
		F 3.2 (4.0-9.0 cm)
E (446.20-446.70)	E1 (36-50 cm)	E 1.1 (45.5-50.5 cm)
	E2 (7-36 cm)	E 2.1 (16.5-21.5 cm)
		E 2.2 (11.5-16.0 cm)
D (445.70-446.20)	D1 (30-50 cm)	D 1.1 (38.5-43.0 cm)
	D2 (0-21 cm)	D 2.1 (12.5-17.0 cm)
C (443.10-443.60)	C1 (36-50 cm)	C 1.1 (39.0-44.0 cm)
	C2 (3-29 cm)	C 2.1 (23.0-28.0 cm)
		C 2.2 (10.0-15.0 cm)
B (442.10-442.60)	B1 (32-47 cm)	--
	B2 (2-30 cm)	B 2.1 (26.0-30.5 cm)
		B 2.2 (7.0-11.5 cm)
A (441.60-442.10)	A1 (29.5-49 cm)	A 1.1 (40.5-45.5 cm)
		A 1.2 (28.5-33.5 cm)
	A2 (0-21 cm)	A 2.1 (16.0-21.0 cm)
		A 2.2 (8.0-12.5 cm)
X, Y, X (441.00-441.75)		--
W (440.50-441.00)	W1 (35-49 cm)	W 1.1 (42.5-47.0 cm)
	W2 (4-34 cm)	W 2.1 (20.0-25.0 cm)
		W 2.2 (12.0-17.0 cm)



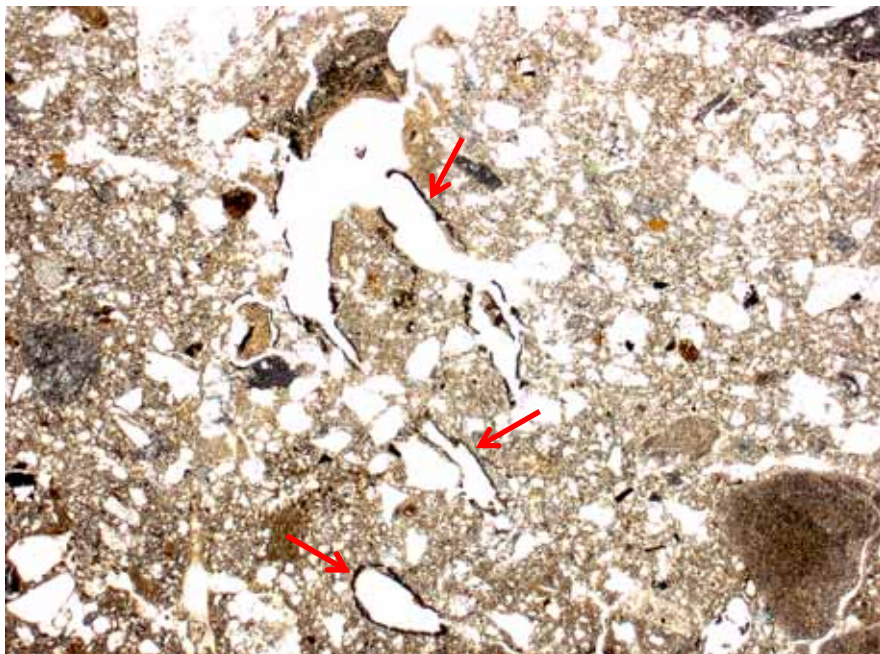
Dünnschliff H1.1, Schicht 56 (Gänziloo)
Bodenbildung: Cv-Horizont. Erkennbar sind stark ausgeprägte,
siltig-tonige Einschwemmungen, die ganze Hohlräume auffüllen.
Parallele Polarisationsfilter, Bildausschnitt: 14.3 x 10.6 mm.



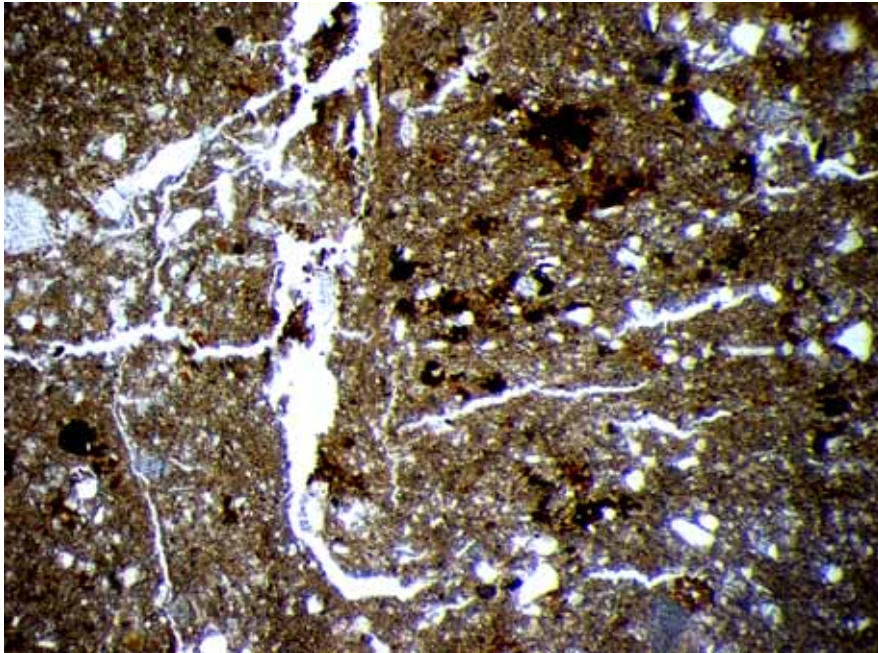
Dünnschliff H1.1, Schicht 56 (Gänziloo)
Bodenbildung: Cv-Horizont.
Gut erhaltene Gastropodenschale.
Gekreuzte Polarisationsfilter, Bildausschnitt: 4.5 x 3.4 mm.



Dünnschliff G2.1, Schicht 49 (Gänziloo)
Bodenbildung: Cv-Horizont mit Kanal- und Kammergefüge.
Erkennbar sind die dafür typischen ovalen und länglichen Hohlräume, teils mit staubigen Einschwemmungen (braun). Die Porosität beträgt hier ca. 20%.
Gekreuzte Polarisationsfilter, Bildausschnitt: 14.3 x 10.6 mm.



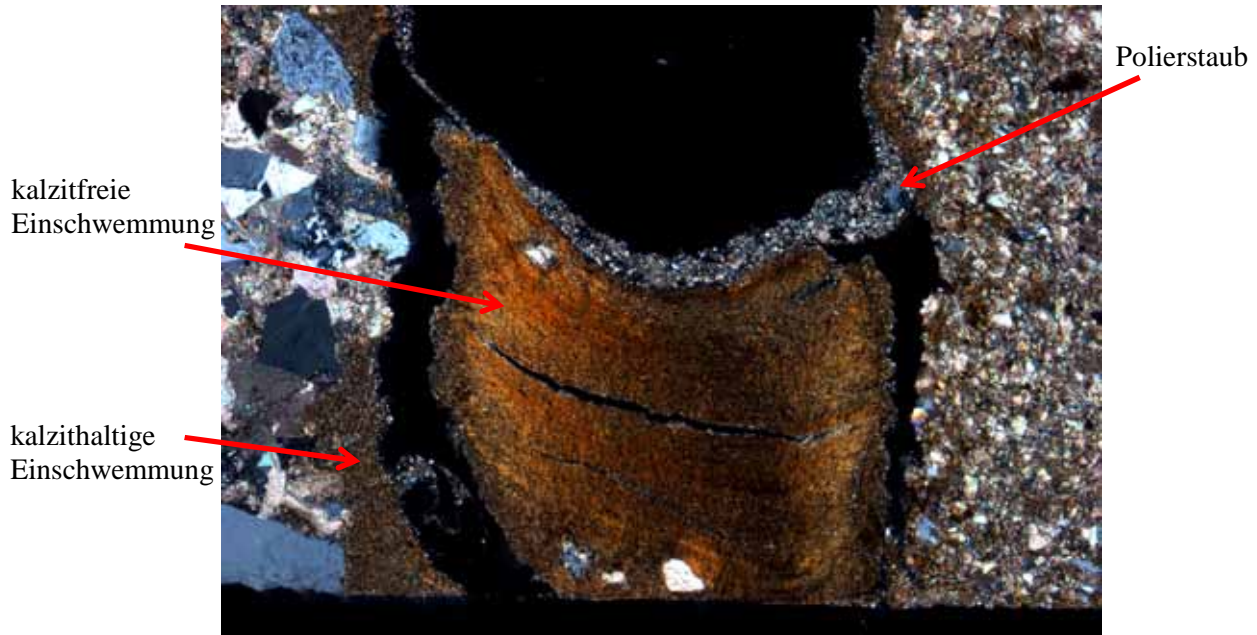
Dünnschliff G2.2, Schicht 48 (Gänziloo)
Bodenbildung: Cv-Horizont mit Kanal- und Kammergefüge.
Gut zu erkennen ist das organische Material (rote Pfeile) an den Hohlraumrändern.
Parallele Polarisationsfilter, Bildausschnitt: 4.5 x 3.4 mm.



Dünnschliff F2.1, Schicht 46 (Gänziloo)

Bodenbildung: Cv-Horizont. Ein horizontaler Riss wurde von einer Wurzel durchschlagen. Auf der rechten Seite des Photos zeichnet sich ein schwaches Plattengefüge ab.

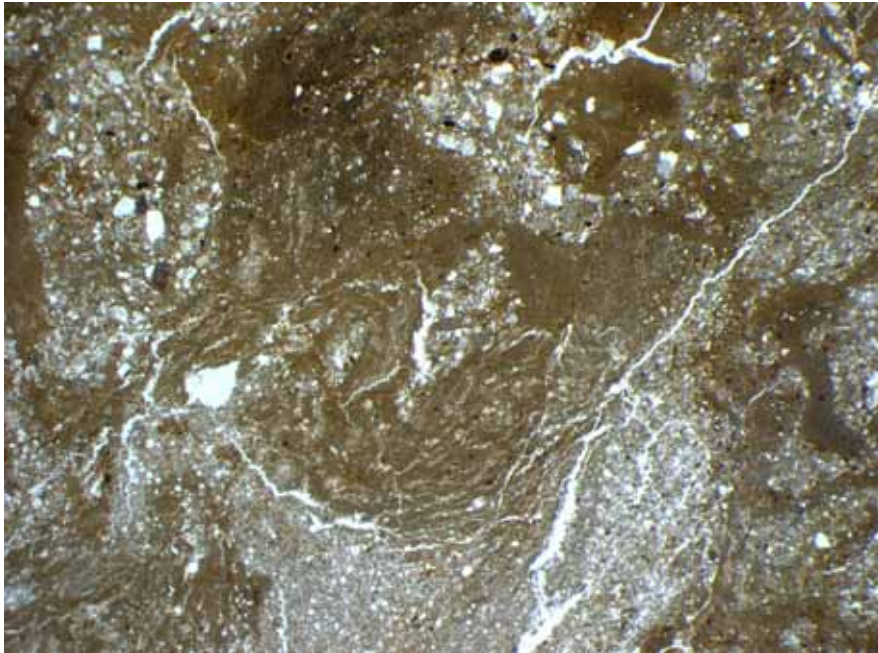
Parallele Polarisationsfilter, Bildausschnitt: 2.9 x 2.1 mm.



Dünnschliff F3.1, Schicht 45 (Gänziloo)

Hohlraum (ehemaliger Wurzelgang) mit zweiphasiger Einschwemmung. In einer ersten Phase wurde randlich kalzithaltiges Material, anschliessend kalzitfreies Material eingetragen. Hinweis auf beginnende Bodenbildung in einer darüberliegenden Schicht. (Polierstaub als Artefakt der Dünnschliffherstellung).

Gekreuzte Polarisationsfilter, Bildausschnitt: 2.3 x 1.7 mm.



Dünnschliff D2.1, Schicht 25 (Gänziloo)

Ein Plattengefüge, welches anschliessend kreisförmig deformiert wurde, eventuell durch Kryoturbation. Beides sind Hinweise auf Frostüberprägung und Sedimentdeformation nach der Ablagerung.

Parallele Polarisationsfilter, Bildausschnitt: 11.6 x 8.6 mm.



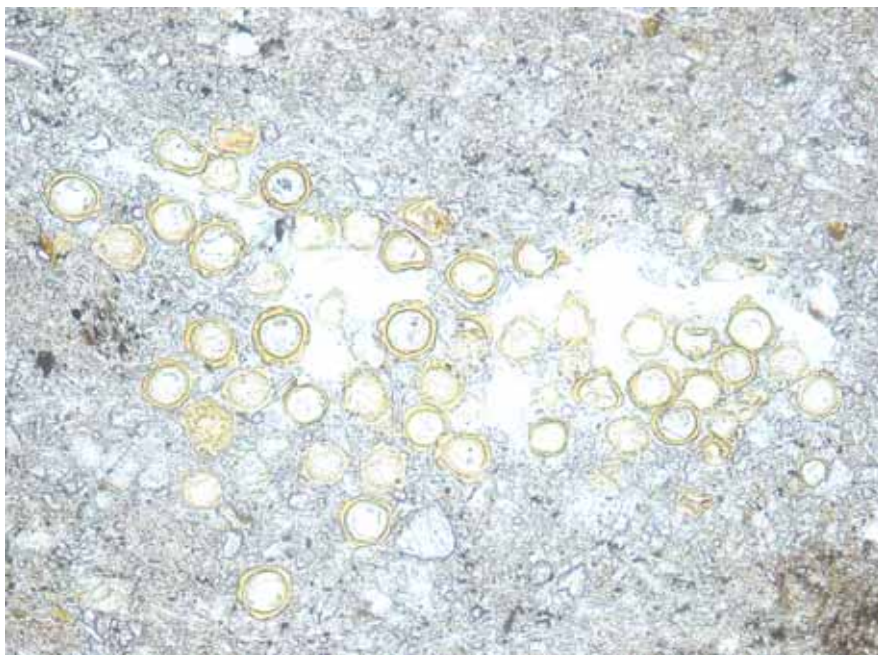
Dünnschliff C2.2, Schicht 20 (Gänziloo)

Erkennbar ist ein Plattengefüge, welches auf Frostüberprägung (Eislinsen) hinweist. Schicht mit erhaltener, originaler Sedimentstruktur. Porosität: 15%.

Parallele Polarisationsfilter, Bildausschnitt: 14.3 x 10.6 mm.



Dünnschliff A1.1, Schicht 10 (Gänziloo)
Regenwurmkalzit als Hinweis für Bioturbation des Bodens.
Gekreuzte Polarisatoren, Bildausschnitt: 1.1 x 0.8 mm.



Dünnschliff A1.1, Schicht 10 (Gänziloo)
Sporen oder Algen.
Parallele Polarisationsfilter, Bildausschnitt: 0.6 x 0.4 mm.



Dünnschliff A1.2, Schicht 8 (Gänziloo)
Rest von inkohlter organischer Substanz.
Parallele Polarisationsfilter, Bildausschnitt: 2.3 x 1.7 mm.



Dünnschliff W2.1, Schicht 1 (Gänziloo)
Eine auf der äusseren Seite durch Algen angefressene
Molluskenschale. Beginnende Bodenbildung.
Gekreuzte Polarisationsfilter, Bildausschnitt: 4.5 x 3.4 mm.

Detaillierte Resultate der Mikromorphologischen Untersuchungen

(von oben nach unten)

DS	Schicht	Feldbeobachtungen	Porosität & Struktur	Mikromorphologischer Beschrieb	Interpretation
H1.	56	<ul style="list-style-type: none"> - homogener Feinsilt mit etwas Kies im oberen Teil und schwach ausgeprägtem Plattengefüge. → ausgetrocknet - ab 42cm vereinzelte Fein- Mittelkieskomponenten - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 15-18% - Kanal- und Kammergefüge. Extrem starke Einschwemmungen von feinem Material, die ganze Hohlräume ausfüllen. Diese sind kalkhaltig und kalkfrei (letzte Phase). Durchschlammung mit feinem Material. Sedimentstruktur nicht mehr erkennbar. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt mit Feinsand und tonigeren Zonen. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Relativ viele fleckenhafte Ausfällungen. - Bioturbation: Schneckenschale und andere Schalen. 	Cv, ähnlich H 3.1.
H3.1	55	<ul style="list-style-type: none"> - homogener Feinsilt. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 12-15% - Kanal- und Kammergefüge (weniger ausgeprägt als in G2.2 oder allgemein G-DS). Starke tonig-siltige, kalkfreie Einschwemmungen, Durchschlammung mit feinem Material. Sedimentstruktur zerstört. Sandsteine und Kalzit stärker angegriffen. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt mit Fein- Mittelsand. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Relativ viele fleckenhafte Ausfällungen. - Bioturbation: Regenwurmkalzit, Wurzelgänge, Gastropodenschalen. 	Cv, aber wahrscheinlich weniger entwickelt als in G 1.1?
G1.1	54	<ul style="list-style-type: none"> - leicht toniger Silt, im unteren Teil etwas heterogen mit gelben Zonen. - Verwitterung? - HCl: + 	<ul style="list-style-type: none"> - 20% - Kanal- und Kammergefüge, stärker als in G 2.1, Sedimentstruktur zerstört. Illuviationen. - Kanal- und Kammergefüge ist in allen G- DS am stärksten ausgeprägt! 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt mit Fein- bis Mittelsand. - Biogen: Wurzelreste in und an Hohlräumen. - Ausfällungen: Fleckenartige Ausfällungen. - Bioturbation: Wurzelgänge. 	Cv, stärker entwickelt als G 2.1 Sich weiter entwickelnde Pararendzina
	53	<ul style="list-style-type: none"> - Silt mit Fein- und Mittelkies und verwitterten Sandsteinen. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 20% - Kanal- und Kammergefüge, ev. ein bisschen stärker als in G 2.1, Sedimentstruktur zerstört. Illuviationen. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt mit Mittel- Grobsand und Feinkies. Angewitterte Kalk- und Sandsteine, nichts eingeregelt. - Biogen: Wurzelreste in und an Hohlräumen. - Ausfällungen: Viele grosse, fleckenartige Ausfällungen. - Bioturbation: Wurzeln, hat Wurzelkalzit. 	Cv, stärker entwickelt als G 2.1 Sich weiter entwickelnde Pararendzina

G2.1	49	<ul style="list-style-type: none"> - schwach toniger Silt mit vereinzelt Fein- und Grobkies. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 18-20% - Kanal- und Kammergefüge. Sedimentschichtung zerstört, Sediment grobkörniger als in Schicht 48. Siltig-tonige, kalkfreie Einschwemmungen (Illuviationen) an den Rändern von Porenräumen. Diese sind gut erkennbar. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt mit Fein- Mittelkies, sehr ähnlich DS G 2.2. - Biogen: Org. Material in und an Wurzelgängen. - Ausfällungen: Viele Ausfällungen, jedoch weniger als in Schicht 46. - Bioturbation: Wurzelgänge. 	Cv-Horizont, eventuell auch nahe zu Oberboden. Ist etwa gleich entwickelt wie in F 2.1 und G 2.2.
G2.2	48	<ul style="list-style-type: none"> - Silt mit Feinsand, horizontal geschichtet, homogen. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 18-20% - Kanal- und Kammergefüge, in Sandlage weniger ausgeprägt, aber trotzdem vorhanden. Siltig-tonige, kalkfreie Illuviationen an den Rändern von Porenräumen. Diese sind gut erkennbar. Sandlage könnte Oberboden erodiert haben. Sedimentschichtung zerstört. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt mit Feinsand und Feinkies. Zuoberst Übergang zu siltigem, geschichtetem Feinsand, schlecht sortiert. - Biogen: Zonen mit org. Material, Reste von Wurzeln an Hohlraumrändern. - Ausfällungen: Vorhanden, aber nicht mehr so viele wie in Schicht 46. - Bioturbation: Stark durchwurzelt. 	Cv (wahrscheinlich weiter oben als F 2.1). Oben abgeschnitten von Sandlage, Bodenbildung geht aber weiter.
F2.1	46	<ul style="list-style-type: none"> - hellbrauner schwach toniger Feinsilt, zu horizontalen Trockenrissen neigend, mit dunkelbraunen Ausfällungen, ziemlich homogen. - organisch? - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 10-15% - Ganz feine horizontale Risse, Schichtung zerstört, ganz schwaches beginnendes Plattengefüge und ganz schwaches Kanal- und Kammergefüge. Wenige Illuviationen in Rissen und Hohlräumen, z.T ganze Hohlräume aufgefüllt. Boden mit hydro-morphen Merkmalen: Durch „shrink+ swell“ ausgepresstes, ausgerichtetes toniges Material in Rissen. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Feinsilt mit Feinsand. - Biogen: Spuren von org. Material. - Ausfällungen: Relativ viele fleckenhafte Ausfällungen (Oxidationsphase). - Bioturbation: Regenwurmkalzit (angewittert), verwitterte Molluskenschalen, Wurzelgänge mit Ausfällungen rundherum (einer durch Frost geschnitten), oxidiertes Knochenstück. 	Cv (Rohboden), aber relativ nahe zu Oberboden [cm] Eventuell Pararendzina Durch schwachen Frost überprägt
F3.1	45	Siehe F 3.2	<ul style="list-style-type: none"> - 15-20% - Mittelkieskörner z.T. vertikal eingeregelt. In Hohlräumen Auffüllung von kalzitfreiem Silt neben/über kalzithaltigem Silt. Kanal- oder Kammergefüge. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Fein- und Mittelkies mit tonig- siltiger Matrix, auch Zonen mit mehr Feinsand. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Wenige, diese v.a. im oberen Teil. - Bioturbation: Keine Hinweise vorhanden. 	Schwache Bodenbildung. Hinweise auf fortgeschrittene Bodenbildung weiter oben.
	44	<ul style="list-style-type: none"> - Feinsand mit siltigen Linsen. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 10-15% - Kanal- und Kammergefüge. In Porenräumen siltige Einschwemmungen (Illuviationen), diese in 2 Phasen. Sedimentäre Schichtung ein wenig vorhanden. Grössere Bodenbildung durch Sandlagen unterbunden. Komponenten nicht eingeregelt. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt mit Mittel- Grobsand, in der Mitte horizontale Lage aus Fein- Mittelsand (Porenraum meist nicht gefüllt), Grenzen deutlich. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Relativ viele Ausfällungen. - Bioturbation: Vorhanden. Hat rundliche Porenräume von Regenwürmern oder Wurzeln. 	In lehmigen Lagen schwache Verwitterung

E1.1	43	<ul style="list-style-type: none"> - geschichteter Feinsilt. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 12-15% - Risse folgen Schrägschichtung → schräges Plattengefüge, bildete sich hangparallel. Gleich wie in Schicht 42 geneigt. Komponenten hangparallel eingeregelt. In Schichten kleine Slumps erkennbar. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Schräg geschichteter toniger Silt mit sehr feinem Sand, gegen oben grobkörniger werdend. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Kleine fleckenartige Ausfällungen. - Bioturbation: Keine Anzeichen vorhanden. 	Ausgeprägter Frost Keine Hinweise auf Bodenbildung
	42	<ul style="list-style-type: none"> - Feinsand, gegen oben feinkiesig werdend. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 10-12% - Mehrheitlich hangparallele Risse, Schrägschichtung (Neigung nach unten rechts). <i>Schichtgrenze: deutlich</i>	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Silt mit Feinsand, gerundete Komponenten in Kiesgrösse aus Ton/Silt und anderen Gesteinen. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Kleine fleckenartige Ausfällungen. - Bioturbation: Keine Anzeichen vorhanden. 	Frost Keine Hinweise auf Bodenbildung
E2.1	36	<ul style="list-style-type: none"> - „<i>Fining upward cycle</i>“ - wie Schicht 34, an der Basis feinsandig, erosiv, wellenartig, gegen oben feiner werdend (siltig). - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - unterer Teil: 8-10% (bis deutliche Grenze) - oberer Teil: 5% - Beginnende horizontale Risse, auch z.T. vertikale. Grosse Risse vermutlich neue Artefakte. Risse folgen keiner Struktur, auch nicht Schichtgrenzen. Coarsening upward ab Erosionsgrenze im oberen Teil. Im unteren Teil fining upward. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Im unteren Teil gut sortierte Fein- Mittelsande mit grösseren gerundeten Komponenten aus Ton/Silt. Dann feinkörniger, Grenze ± deutlich. Dann deutlichere Grenze, darauf siltig-toniges Material mit Fein- und Grobsand gegen oben. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Vorhanden, fleckenartig, ganz kleine. - Bioturbation: Keine Anzeichen vorhanden 	Keine Hinweise auf Bodenbildung
2.2	35	<ul style="list-style-type: none"> - Feinsand mit braunen Flecken. - organisch? - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 10% - Eher grosse horizontale und vertikale Risse, diese folgen keiner Struktur. Horizontale Risse folgen z.T. den Schichtgrenzen, die vertikalen gehen durch. Schichtgrenze zu 34 nicht deutlich, im DS nicht erkennbar, von Auge schon. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Feinsand laminiert mit Ton/Silt, gewellt, mit z.T. gerundeten grösseren Ton/Siltgeröllen. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: „Rostflecken“ sind vorhanden. - Bioturbation: Keine Anzeichen vorhanden. 	Keine Hinweise auf Bodenbildung
	34	<ul style="list-style-type: none"> - „<i>Fining upward cycle</i>“ - an der Basis feinsandig, geschichtet, gegen oben feiner werdend (siltig). - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 10% - Risse folgen eher Schichtgrenzen → Schrumpfrisse. Grosser Riss wahrscheinlich neues Artefakt. Geschichtetes Sediment, Glimmer horizontal eingeregelt. Ganzer DS wirkt relativ deformiert. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt mit Fein- Mittelsand. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: „Rostflecken“ sind vorhanden. - Bioturbation: Schale, Wurzelgänge? 	Keine Hinweise auf Bodenbildung
D1.1	30	<ul style="list-style-type: none"> - homogener beiger Silt mit braunen Flecken. - organisch? - Verwitterung? - HCl: + 	<ul style="list-style-type: none"> - 5% - massive Mikrostruktur (keine beginnende Polyederbildung). Keine Sedimentstruktur erkennbar. Diese war wahrscheinlich gar nicht vorhanden. Ganz schwaches Kanal- und Kammergefüge. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Silt mit Feinsand, mit tonig-siltigen Linsen. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Rostflecken (Oxidation). - Bioturbation: Gut erhaltene Gastropodenschalen, Wurzelgang, Regenwurmkalzit. 	Schwache Verwitterung

D2.1	25	<ul style="list-style-type: none"> - „<i>Fining upward cycle</i>“ - an der Basis siltige Feinsande, gegen oben in Silt mit Feinsand übergehend. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 10% - z.T. kreisförmige Struktur, die feines Plattengefüge hat → durch Kryoturbation, load structure verbogen? DS wirkt auch von Auge sehr deformiert. 1. Frost 2. Deformation (Injektion) 3. Hydromorphie 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt mit Feinsand, viele tonig-siltige Linsen. Zuoberst Feinsandlage → Schicht 26? - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Viele Ausfällungen im oberen Teil, im unteren Teil ev. Stauer durch Frost? - Bioturbation: Molluskenschalenbruchstück, Wurzelgang. 	(Tiefer) Frost
C1.1	22	<ul style="list-style-type: none"> - laminierte Silte und Feinsande, schräg-geschichtet. - mit organischen Resten? - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - Silte: 5% / Sande: 10% - Einzelkorngefüge, Brückenstruktur. Sedimentstruktur erhalten. Gerundete Kieskomponenten (mm) aus Ton/Silt, ähnlich wie in Schicht 21. Hat Slump-Strukturen. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Laminierte Silte und Feinsande, Zonen mit tonig-siltiger Matrix. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: „Rost“, ganz kleine Ausfällungen. - Bioturbation: Keine Anzeichen erkennbar. 	Sediment, keine Bodenbildung erkennbar
C2.1	21	<ul style="list-style-type: none"> - schräg geschichteter Fein- Mittelsand mit siltigen Linsen. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 15% - Einzelkornstruktur, Brückenstruktur. Hellere Farbe als 20, auch weniger Glimmer. Gerundete Komponenten nur schwach eingeregelt. Oberhalb der sandig-siltigen Schicht, grosse ovale Hohlräume, darüber liegt der schräg geschichteter Feinsand. - Sedimentstruktur erhalten. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Tonig-siltiger Fein- Grobsand, Zonen mit tonig-siltiger Matrix. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Wenige Ausfällungen. - Bioturbation: Ganz schwaches Kammergefüge. 	Keine Hinweise auf Bodenbildung, oder nur sehr schwache
	20.1	Dünne Zwischenschicht, ca. 0.5 mm.	<ul style="list-style-type: none"> - 10-12% - keine bestimmte Struktur erkennbar, Sedimentgefüge. <i>Schichtgrenze: Diskordanz</i>	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Feinsilt mit wenig Feinsand - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Vorhanden, mehr als in Schichten 20+21, sind v.a. an der Obergrenze von 20.1. - Bioturbation: Keine Anzeichen vorhanden. 	Keine Hinweise auf Bodenbildung
	20	Siehe C 2.2	<i>Schichtgrenze: Diskordanz</i>		
C2.2	20	<ul style="list-style-type: none"> - glimmerhaltiger Feinsilt mit wenigen Sandlinsen (bei 6 cm). - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 15% - ausgeprägtes Plattengefüge in feinkörnigen Lagen. Sedimentstruktur erhalten, Wechsellagerung von tonig/siltigem mit sandigem Material, im unteren Teil gewellt, z.T. Erosionsdiskordanzen zwischen Schichten, vertikale Risse bei Schichtgrenzen abgeschnitten. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Laminiertes toniger Feinsilt mit Feinsand, enthält sehr viel Glimmer. - Biogen: Im oberen Teil inkohlte org. Substanz. - Ausfällungen: Im oberen Teil grössere fleckenartige Eisen- und Manganausfällungen, sonst wenige. - Bioturbation: Wurzelgang. 	Frost Intakte Sedimentstruktur (ohne/geringe Bodenbildung)
B2.1	15	<ul style="list-style-type: none"> - siltiger Feinsand. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 8-10% - Einzelkorngefüge, Sedimentstruktur erhalten (Wechsellagerung von gröberem und feinerem Material), z.T. grosse ovale Hohlräume. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Siltiger Feinsand mit feinkörnigeren Lagen. Feinsand v.a. aus Quarz und Kalzit. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Ganz wenige fleckenartige Ausfällungen. - Bioturbation: Ganz schwaches Kammergefüge. 	Keine Hinweise auf Bodenbildung, oder nur ganz schwache

	14	<ul style="list-style-type: none"> - Feinsilt mit eventuell organischen Resten. → lehmig - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 8-10% - Massive Mikrostruktur, Sedimentschichtung nicht zerstört. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Feinsilt mit Feinsand. - Biogen: Makrorest (inkohlte Kohle) an Grenze zu Schicht 15. - Ausfällungen: Sehr wenig, fleckenartige Ausfällungen. - Bioturbation: Spuren vorhanden. 	Keine Hinweise auf Bodenbildung
B2.2	13	<ul style="list-style-type: none"> - horizontalgeschichteter Feinsand. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 8-10% - Fast Einzelkorngefüge mit Brückenstruktur, massive Mikrostruktur. Schräg geschichtet. Körner und Glimmer z.T. horizontal eingeregelt. Gradierung gegen oben. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Tonig-siltiger Feinsand, Zonen mit tonig-siltiger Matrix. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Ganz wenige fleckenartige Ausfällungen. - Bioturbation: Eventuell Wurzelgang. 	Keine Hinweise auf Bodenbildung.
	12	<ul style="list-style-type: none"> - horizontalgeschichteter Feinsand. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 12% - Sedimentstruktur erkennbar (geschichtet), Einzelkorngefüge. Material „kreisförmig“ sortiert, gröberes um Einschlüsse herum. Körner (auch Kornaggregate) mit Saum aus Ton/Silt umgeben (bräunliche Farbe). Ton/Silt kommt von Einschlüssen, füllt Poren teilweise aus. Eventuell Bewegungsstrukturen. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Tonig-siltiger Feinsand mit auch Grobsand und Mergelfragmenten. - Biogen: Nichts vorhanden. - Ausfällungen: Ganz wenige fleckenartige Ausfällungen. - Bioturbation: Keine Anzeichen vorhanden. 	Keine Hinweise auf Bodenbildung.
A1.1	10	<ul style="list-style-type: none"> - heterogener Feinsilt, marmoriert, grau bis hellgrün (sieht nach Beckenablagerung/ ehemals stehendes Wasser aus?) - HCl: ++ - Optisch sehr homogen, kompakt, stark deformiert. 	<ul style="list-style-type: none"> - 2-5% - Deformierte Schichtung, massive Mikrostruktur. Tonkomponenten z.T. horizontal eingeregelt in Linsen, mit Fliesstrukturen. Glimmer eingeregelt, aber nicht immer in gleiche Richtung. <p>Hat kreisförmige Struktur ähnlich D 2.1.</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Feinsilt mit wenig Feinsand, enthält viel Glimmer. - Biogen: Enthält phosphathaltige Algen (oder Sporen). - Ausfällungen: Ganz feine Eisen- und Manganausfällungen in Matrix. - Bioturbation: Gastropodenschale, Schalen. Eine Schale sehr gut erhalten. Regenwurmkalzit. 	(Würgeboden?) wenig Verwitterung schwache Bodenbildung
A1.2	9	<ul style="list-style-type: none"> - schwach toniger Lehm, grünlich, kompakt, ungeschichtet. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 10-15% - Sedimentstruktur zerstört, ganz feine horizontale Risse, beginnende polyedrische Struktur. Tonlinsen, diese aus ehemaliger sedimentärer Schichtung? 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt mit Fein-Mittelsand. - Biogen: Inkohlte org. Reste (relativ viel). Hat viele org. Spuren? Enthält Algen (oder Sporen). - Ausfällungen: Fleckenartig, z.T. entlang Hohlräumen. - Bioturbation: Keine Anzeichen vorhanden. 	Schwache Verwitterung
	8	<ul style="list-style-type: none"> - Feinsilt mit weissen Konkretionen. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 10-12% - Sedimentstruktur zerstört, massive Mikrostruktur -polyedrisch. Ton und Feinsilt z.T. in horizontalen, feinen Bändchen, sind deformiert. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt mit Feinsand. - Biogen: Inkohlte org. Reste. Rel. viele phosphathaltige Mikroreste. Hat viele org. Spuren? - Ausfällungen: Fleckenartig, z.T. entlang Hohlräumen. - Bioturbation: Wurzelgang? 	Schwache Verwitterung

A2.1	8	<ul style="list-style-type: none"> - Feinsilt mit weissen Konkretionen. - HCl: ++ - Farbe: grau 	<ul style="list-style-type: none"> - 12-15% - Sedimentstruktur zerstört, beginnende Gefügebildung (Risse), mehr als in Schicht 7. Struktur ganz „verschlungen“, Ausrichtung der Komponenten ganz verschieden, auch in der Matrix. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt mit Feinsand. Weniger Sand als Schicht 7. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Wenige. - Bioturbation: Keine Anzeichen vorhanden. 	Leichte Verwitterung
	7	<ul style="list-style-type: none"> - orange oxydierter Feinsilt. - HCl: ++ - Farbe: braun 	<ul style="list-style-type: none"> - ca. 12% - Komplexes Mikrogefüge (Mikrorisse), Bänderung durch Eisenoxide. Mikroskopisch Grenze zu 6 nur in der Farbe, in Korngrösse weniger. Lamination der Schichten. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt mit wenig Feinsand. Ton in Tonlinsen - Biogen: Vorhanden. - Ausfällungen: Eisenoxide, oxidierender Bereich. - Bioturbation: Keine Anzeichen vorhanden. 	Stauhorizont (temporär)
	6	<ul style="list-style-type: none"> - dunkelbrauner, toniger Silt. - HCl: ++ - organisch/ Boden? - Farbe: grau 	<ul style="list-style-type: none"> - 12-15% - v.a. vertikale Risse, sedimentäre Struktur zerstört, ganz schwaches Kanal- und Kammergefüge. <p><i>Schichtgrenze: Diskordanz</i></p>	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt mit Feinsand, hat zerbrochene Partikel. - Biogen: Anhäufung von org. Material an der Grenze zu 7 lieferte Keime für Ausfällungen, wurde selbst zerstört. - Ausfällungen: Sehr viele Eisenoxide und -hydroxide, reduzierender Bereich. - Bioturbation: Wurzelgänge. 	Schwache Bodenbildung, durch Staunässe überprägt
A2.2	4+5	<ul style="list-style-type: none"> - Silt mit Feinsand - HCl: ++ - Schicht 5 wie Schicht 4, jedoch mit weniger Kies - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 15% - Komplexes Mikrogefüge, Schichtung zerstört, beginnendes Kanal- und Kammergefüge. Silt-/Tonlinsen in der Nähe von Rissen. Feine Einschwemmungen in Hohlräume und Risse. Gefüge ähnlich Schichten 48 bis 54 (alle G-DS), Porosität jedoch ein bisschen kleiner. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Silt mit wenig Feinsand bis Feinkies, sehr CaCO₃-haltig (Sand, Siltfraktion) Feinkies gerundet-angerundet. - Biogen: Scheint, dass Schicht ev. viel org. Material hatte, das nachher Keime für Ausfällungen bildete. - Ausfällungen: Viele, sind vor allem entlang Hohlraumrändern und Rissen. - Bioturbation: Keine Merkmale vorhanden, schaut jedoch „durchwühlt“ aus. 	Bodenbildung (Cv-Horizont, Rohboden)
	I	<ul style="list-style-type: none"> - Gerundete, ungeschichtete Steine mit ca. 10-25 cm Durchmesser 			DebrisFlow-Ablagerung
W1.1	3	<ul style="list-style-type: none"> - fein sandiger Silt mit Konkretionen. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 10% - rel. viele horizontale Risse, steilgestellte Komponenten. Feine Tonlinsen, Silt in horizontalen Rissen. Onionstruktur. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt, im oberen Teil mit viel Feinsand-Mittelkieskörner, z.T. zerbrochen. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Vorhanden. - Bioturbation: Sehr verwitterte Gastropodenschale. Sonst keine Anzeichen. 	(Feine Bodenbildung) Frost

W2.1	1+2	<ul style="list-style-type: none"> - feiner Silt mit Sand, ziemlich homogen, bricht blattig. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 10-15% - v.a. horizontale Risse. Beginnendes polyedrisches Gefüge und schwaches Kanal- und Kammergefüge, originale Schichtung zerstört. Wenige Illuviationen in Rissen und Hohlräumen. - Struktur ähnlich F 2.1. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Toniger Silt mit wenig Feinsand - Biogen: Überrest einer Wurzel. - Ausfällungen: Viele Ausfällungen, z.T. auch grössere. Oxidation. - Bioturbation: Ein Regenwurmkalzit und eine Molluskschale, die durch Algen angefressen wurde. 	Rohboden (Cv), vermutlich weiter oben als W 2.2 Frost
W2.2	1	<ul style="list-style-type: none"> - schwach toniger Feinsand mit tonigen Abschnitten. - HCl: ++ 	<ul style="list-style-type: none"> - 15% - Horizontal geschichtet, Sedimentstruktur noch schlecht erkennbar. Feine, horizontale Risse. Schwaches Kanal- und Kammergefüge, hat jedoch nur grosse, runde Hohlräume, keine Gänge. Z.T. ganz feine Einschwemmungen. - Struktur ähnlich F 3.2 (Schicht 44). 	<ul style="list-style-type: none"> - Lithologie: Schwach tonig-siltiger Feinsand. - Biogen: Keine Anzeichen vorhanden. - Ausfällungen: Viele, fleckhaft. - Bioturbation: Vorhanden (durch rundliche Porenräume). 	Beginnende Bodenbildung bis Cv Anzeichen von Frost

ANHANG C

Pollenuntersuchungen der Fundstelle Gänziloo

	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13	G14	G15	G16	G17	G18
Pinus	1.2	0.7	6.8	0.8	7.6	3.5	77.2	75.7	70.6	71.2	63.1	63.4	79.2	56.6	68.0	81.4	81.9	76.2
Betula	0	16.8	45.5	45.9	25.5	36.0	3.5	6.4	7.1	7.3	14.2	7.2	2.0	7.0	7.6	4.3	3.5	3.6
Juniperus	2.8	50.0	2.3	16.8	2.5	3.1	0.3	1.2	0.5	0.2	1.3	0.5	0.4	0.3	0.8	0.5	0.6	0.7
Salix	0	0	4.5	0	0.8	0.3	0.3	0.5	0.6	0.5	1.0	0.2	0.2	0.3	0.4	0.4	0.2	0.3
Ephedra	0	0	0	0.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0.1	0.1	0	0	0	0.1
Picea	0	0	2.3	0.8	0.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Larix	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0
Populus	0	0	0	0	0	0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rosaceae (Gehölze)	0	0	0	0	0	0	0.3	0	0.1	0	0	0	0	0.1	0	0.1	0	0
Gramineae	8.4	18.8	22.7	17.5	39.2	34.4	7.9	7.4	9.9	6.9	8.5	6.7	8.8	18.1	10.0	5.3	4.4	6.0
Artemisia	0.4	2.2	4.5	2.5	2.5	2.4	0.8	0.7	1.1	0.6	0.9	0.4	0.4	1.3	0.4	0.6	1.1	0.3
Cichoriaceae	81.2	2.2	0	0.8	3.4	0.3	0.8	0.2	0.3	0.7	0.3	2.3	1.9	3.8	4.8	1.7	2.4	4.3
Apiaceae	0	0	0	0	0	0.2	0.5	0.5	0.3	0.1	0.1	16.2	0.2	0.2	0.4	0.3	0.6	0.7
Ranunculus	0	0.7	0	0	0	0.1	0.5	0	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.7	0.8	0.6	0.7	0.5
Rubiaceae	0.8	0	0	0.8	0.8	0.3	1.6	0.5	0.4	0.1	0.1	0.7	0.4	3.7	1.6	0.7	0.4	0.3
Rumex	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.1	0	0.2	0	0	0	0	0	0.1
Chenopodiaceae	0	1.4	0	0.8	0.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.1	0
Thalictrum	0	1.4	0	0.8	1.7	1.0	0.8	0.2	0.1	0.5	0.5	0.4	0.3	0.2	0	0.2	0.1	0.3
andere Kräuter	0.4	1.4	0	0.8	4.2	1.0	1.3	1.9	2.8	1.1	1.1	0.5	0.8	3.0	2.8	1.5	1.1	1.9
Cyperaceae	2.0	3.6	11.4	10.8	10.2	17.1	3.5	4.8	5.9	10.1	8.5	0.9	4.9	4.5	2.4	2.4	2.9	4.7
Botrychium	2.4	0.0	0	0	0	0	0.3	0	0	0	0	0	0	0.1	0	0	0	0
Selaginella	0.4	0.7	0	0	0	0	0.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pollensumme	250	138	44	120	118	965	369	420	850	893	765	1009	1052	1077	250	828	1062	1050
Pollenkonzentration (Körner/cm3)	1350	1475	222	865	1219	9972	3845	2411	10979	4653	11401	7560	8582	6579	918	5061	5879	11698

Bemerkungen: Die Pollenerhaltung der Probe G1 ist sehr schlecht. Dies führt zu einer selektiven Anreicherung von korrosionsresistenten Cichoriaceae-Pollen.

Pollenuntersuchungen der Fundstelle Landikon

	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	L11	L12	L13	L14	L15	L16	L17
Pinus	5.0	59.0	54.2	72.5	70.8	56.4	33.5	83.6	63.0	77.0	74.7	82.6	72.2	54.5	82.9	72.2	78.9
Betula	15.3	16.2	6.7	4.3	13.0	20.8	4.9	4.0	20.0	4.0	12.0	7.3	7.6	8.3	6.6	5.2	2.9
Juniperus	52.5	0.9	16.7	4.3	0.6	4.4	51.0	0.8	0.5	2.0	0.8	0.3	0.6	3.2	0.8	1.7	0.2
Salix	2.0	1.1	0.8	0	0	0.4	0.4	0.8	0.8	0	0.4	0.3	0.6	1.1	0.2	0.9	0
Hippophae	4.5	0	0	0	0.2	0.2	0.2	0	0	0	0	0.3	0	0	0	0	0.2
Ephedra	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2	0	0	0.2
Quercus	0	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Populus	0	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Alnus, Fraxinus, Sorbus, Viburnum	0	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gramineae	14.0	13.7	12.5	8.7	8.2	6.6	5.0	5.2	7.3	6.0	5.1	4.0	12.4	16.2	5.2	10.4	8.4
Artemisia	0.5	0.7	1.7	1.4	1.0	1.2	0.6	0.4	1.0	1.0	0.8	0.3	0.3	1.4	0	0.9	1.5
Cichoriaceae	0.5	0.3	0.8	7.2	0.4	1.6	0.1	1.6	1.5	5.0	1.5	2.3	1.5	0.2	0	4.3	2.2
Apiaceae	0	0.8	0	0	0	0.2	0.5	0.4	0	0	0	0	0	0.5	0.2	0	1.5
Ranunculus	0	0.2	0	0	0	0	0.1	0	0	0	0	0	0.3	0	0	0	0
Rubiaceae	0	0.1	0.8	0	0.2	0.2	0.2	0	0.8	0	0	0	0.6	0.4	0	0	0.2
Rumex	0	0	0.8	0	0.2	0.2	0.2	0.4	0.3	0	0.4	0	0	0.2	0	0	0.2
Chenopodiaceae	1.0	0	0	0	0	0.4	0	0	0	0	0	0	0.3	0	0	0	0.5
Thalictrum	0.5	0	0	1.4	0	0.8	0.1	0.4	0	0	0.4	0	0	0.2	0	0.9	0.2
andere Kräuter	0.5	1.2	1.7	0	0.4	0.8	0.5	1.2	1.7	4.0	1.2	0.3	0.9	1.6	0.6	0	0.5
Cyperaceae	3.5	4.2	3.3	0	5.0	5.8	2.8	1.2	3.2	1.0	2.7	2.3	2.7	12.0	3.5	2.6	2.2
Botrychium	0	0	0	0	0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.9	0
Selaginella	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pollensumme	200	1044	110	69	500	500	1031	250	400	100	257	300	339	568	502	115	407
Pollenkonzentration (Körner/cm ³)	4593	60785	1033	855	46'270	25'203	103330	1080	6048	1292	4936	4043	5673	8327	91'176	575	18'646

Bemerkungen: Die Pollenerhaltung der Proben L4, L10, L14 und L16 ist sehr schlecht. Dies kann zu einer selektiven Anreicherung von korrosionsresistenten Pollen-typen wie Pinus und Cichoriaceen führen.

Stomata wurden in folgenden Proben gefunden: L2 & L7 (Pinus, Juniperus), L8 & L15 (Pinus).

Molluskenanalyse des Standortes Gänziloo

Siebung Nr	mittler Tiefe der	Abida secale	Clausiliidae sp.	Cochlicopa lubrica	Cochlicopa lubricella	Cochlicopa cf. Lubrica	Columella columella	Columella sp.	Discus rotundatus	Ena montana	Eucobresia cf. diaphana	Eucobresia nivalis	Eucobresia sp.	Euconulus fulvus	Galba truncatulla	Limax sp.	Nesovitrea hammonis	Nesovitrea cf. hammonis	Punctum pygmaeum	Pupilla alpicola	Pupilla muscorum	Pupilla cf. muscorum	Succinella oblonga	Succinella sp.	Trichia sericea	Trichia villosa	Trichia sp.	Vallonia costata	Vallonia excentrica	Vallonia pulchella	Vallonia sp.	Vertigo modesta arctica	Vertigo alpestris	Vertigo genesii	Vertigo pusilla	Vertigo pygmaea	Vertigo substriata	Vertigo sp.	Vitrea crystallina	Total Schnecken			
56.2	770	1				2					4						2											2		6	4										21		
56.1	760					4					2	1		2		1	8		4		1						4	11		5	3						3		15	64			
55.3	750					1						8		3		1	2										4	5		8										6	38		
55.2	740			1		2				1		4				1	3		8		3								15	1		6						3		5	53		
55.1	730	5	1						1		2	1		1			5										1	1	13		11	13								9	64		
54.1	720											7																3	2											5	17		
53.1	709																																					1		1			
52.1	703																																								0		
51.1	700					1											1																								2		
50.1	697											2																				2									4		
49.1	689																										1	2														3	
48.1	679																1										1	2														4	
47.2	671	7		3		7				2		3		4			1		5												8						2				42		
47.3	668	9				4											3		1								1	2		1	3											24	
47.1	664	7		3		7			3			2					3		4							2		2	1		4											38	
46.1	657	9		4		18				1	3			5			10		13							2	4	2	4		5	2											82
45.46	654	3		2		8						1		1				6	1																							22	
45.2	649																2																									2	
45.1	638																									1		2	1			1											5
44.1	628															1												2	3													6	
43.1	622		1			2										1	1		2																							7	
42.1	618																																						1			1	
41.1	615																																									0	
40.42	614																																									0	
40.1	611																																									0	
39.1	605					1						1							4																							6	
38.1	599																		1										1											1		3	
37.1	596																1																									1	
36.1	591			1										1																													2

Siebung Nr	mittler Tiefe der	Abida secale	Clausiliidae sp.	Cochlicopa lubrica	Cochlicopa lubricella	Cochlicopa cf. Lubrica	Columella columella	Columella sp.	Discus rotundatus	Ena montana	Euobresia cf. diaphana	Euobresia nivalis	Euobresia sp.	Euconulus fulvus	Galba truncatula	Limax sp.	Nesovitrea hammonis	Nesovitrea cf. hammonis	Punctum pygmaeum	Pupilla alpicola	Pupilla muscorum	Pupilla cf. muscorum	Succinella oblonga	Succinella sp.	Trichia saricea	Trichia villosa	Trichia sp.	Vallonia costata	Vallonia excentrica	Vallonia pulchella	Vallonia sp.	Vertigo modesta arctica	Vertigo alpestris	Vertigo genesii	Vertigo pusilla	Vertigo pygmaea	Vertigo substriata	Vertigo sp.	Vitrea crystallina	Total Schnecken			
35.1	585					1																				1															2		
34.1	582	1				4					2			1												3																11	
33.1	578					1							1	2													2															6	
32.1	576																																									0	
31.1	573																										1					7										8	
30.2	571	3		1					1								1		2									1		1	7											16	
29.30	565	2				3			1					2			2		5										1		4	5											25
30.1	563	11				6				1				6			11		12										7	1	7											62	
29.1	556	1																																								1	
28.1	553																2										2					2											6
27.1	551																																									0	
26.1	546																																									0	
25.1	536			2		5											13		5			2							3		1												31
24.1	530																3																									3	
23.1	527	2				4											3								2		2				1												14
22.2	520																																									0	
22.3	515					2																																				2	
22.1	510																										3															3	
21.1	501																																									0	
20.2	492					4																					1																5
20.3	486			1		9						1					1		1										1														14
20.1	481			5		28								5			6		10				1	1			3				5												64
19.1	472			4		20								2	2		13		4					1			1			1	6												54
18.1	465	2				1											1														3												7
17.18	463																1		1								2				2												6
17.1	460					3								1			2		2							1						2											11
16.1	457	1				2								3			3		1								3				1												14
15.1	455		1							1																		1					1										4
14.1	449	1				13								5			31		4			1	1					1		1	3						1		4				67
13.1	440	2		2		8				3			1	7		1	46		15								1	3			2				1								92
12.1	433																1																										1
11.12	430									1							2																										3
11.1	427																1																										1
10.1	419	2		3		26					3			16			17	35	5		1						1	1		11	3	46	54						5				229

Siebung Nr	mittler Tiefe der	Abida secale	Clausiliidae sp.	Cochlicopa lubrica	Cochlicopa lubricella	Cochlicopa cf. Lubrica	Columella columella	Columella sp.	Discus rotundatus	Ena montana	Eucobresia cf. diaphana	Eucobresia nivalis	Eucobresia sp.	Euconulus fulvus	Galba truncatula	Limax sp.	Nesovitrea hammonis	Nesovitrea cf. hammonis	Punctum pygmaeum	Pupilla alpicola	Pupilla muscorum	Pupilla cf. muscorum	Succinella oblonga	Succinella sp.	Trichia sericea	Trichia villosa	Trichia sp.	Vallonia costata	Vallonia excentrica	Vallonia pulchella	Vallonia sp.	Vertigo modesta arctica	Vertigo alpestris	Vertigo genesii	Vertigo pusilla	Vertigo pygmaea	Vertigo substriata	Vertigo sp.	Vitrea crystallina	Total Schnecken				
9.1	409					3			2					5			12										2		2	4												30		
8.1	399			4		6			3					1			14										4	5	1	18												56		
7.1	393			1		2								1			1		1							1		3		2												12		
6.1	392					6								1			5		1							1		2	2	7												25		
5.1	388			3		22								2			13		4		3	2				2		2	5		16											74		
4.1	380																																									0		
Z 2	362																																1									1		
Y 2	337																																									0		
X 2	312																1						2				3						2									8		
3.1	295													1																			2				1					4		
2.2	286	3		3		38								3	2		40				10	1					2	12	4	22	23						2					165		
2.3	282	2		8		17								13			23		4		4	2						7		21						1						102		
2.1	278	2		5		24								38		1	75		7		2	1	1		2			23	1	26	23											231		
1.3	270	1				2											1		1											1		2										8		
1.4	262	2				3								3			5		1								1	1	4		3											23		
1.2	262	3												3			2																2									10		
1.1	254			1													3											2	1				1										8	
100.1	244	5				6											1		2				1		2	1	1		2	10									1			32		
99.1	233	19		27		68								55	2	89		16		5		1		13				26		93	42												456	
98.1	224			2		2								4					4									2		2	2												18	
97.1	215			3		35								14			125		10	1	1	4			4			26	1	65	32	1				2		1				325		
96.1	209					4								7			10		2			1			2			2		8												36		
95.1	204	1				2								4			2		2				1		2	1		1	1	7									3			27		
94.1	196	1				5								6				28		1	1							1								26		20			89			
93.1	190	1		1		1								1			4		6			1			6				1		7					3					32			
92.1	186			3		6								3			10		5									3		7						1		1				39		
91.1	182			2		10								8			9		32			5							5		6				1		3					81		
90.1	175					8								1	1	3		19							1		2				1					8		18				62		
89.1	168	1				3								2			10		17			1							2		3					12		4				55		
88.1	161					8								6			16								3			7		12	11												63	
87.1	154	2				1				2				2			10					2			1						10												30	
86.2	145	4		6		17								10			23		3		1	2	4		4			3	3	22	16								5				123	
86.1	136	34		6	1	29								19	1		54		3		2	8	1		8	1		24	1	71	15					5	1	10				294		
85.2	127	5		1		5								2			19		1			2			10				14	2	11													72

Siebung Nr	mittler Tiefe der	Abida secale	Clausiliidae sp.	Cochlicopa lubrica	Cochlicopa lubricella	Cochlicopa cf. Lubrica	Columella columella	Columella sp.	Discus rotundatus	Ena montana	Eucobresia cf. diaphana	Eucobresia nivalis	Eucobresia sp.	Euconulus fulvus	Galba truncatulla	Limax sp.	Nesovitrea hammonis	Nesovitrea cf. hammonis	Punctum pygmaeum	Pupilla alpicola	Pupilla muscorum	Pupilla cf. muscorum	Succinella oblonga	Succinella sp.	Trichia sericea	Trichia villosa	Trichia sp.	Vallonia costata	Vallonia excentrica	Vallonia pulchella	Vallonia sp.	Vertigo modesta arctica	Vertigo alpestris	Vertigo genesii	Vertigo pusilla	Vertigo pygmaea	Vertigo substriata	Vertigo sp.	Vitrea crystallina	Total Schnecken		
85.1	120																										1		1											2		
84.1	112	4		1																								1													7	
83.1	104	2				3								2	1		1										1								1						12	
82.1	97	2																										2				2									6	
81.2	89	2		1		8								5			5		6		3	4				3			34	4	95	7					3		2		182	
81.1	81	4				2	1					1		16				76		17	1				6	2		1		4	2					96	6	64			295	
80.1	75							1						2				3																	6					12		
79.1	71	6												1				3				1					2								24		8			45		
78.1	65	14					4							21				45							10										40		37			171		
77.1	57	2				5								28				8		5	4				12	1	10									4		5		4		88
76.1	51					3								3							1						1														8	
75.1	47																																								0	
74.1	43																										1														1	
73.1	39													1																											1	
72.1	34													3						9	7				18	4															41	
71.1	26																								3	2	4															9
70.1	18													1						5	7				11			9														24
69.1	10																			2					1																	12
68.1	3																			2							2															4
Total		191	3	110	1	551	5	1	11	12	16	32	2	365	6	10	789	41	420	1	77	60	14	2	137	28	103	297	31	690	287	1	1	5	1	239	24	181	40	4785		